Die Flussdichte im schweizerisch-französischen Jura.

Mit 2 Tafeln und 1 Zahlentabelle.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

vorgelegt von

Rudolf Fluck

aus Basel.

Basel

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.

1925

Die Flussdichte im schweizerisch-französischen Jura.

Mit 2 Tafeln und 1 Zahlentabelle.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

vorgelegt von

Rudolf Fluck

aus Basel.

Basel

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.

1925

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. H. Hassinger und Dr. A. Buxtorf.

Basel, den 5. Juni 1923.

Prof. Dr. **A. Buxtorf**, Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

MEINER LIEBEN MUTTER
IN DANKBARKEIT GEWIDMET.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548825_0093

Die Flussdichte
im schweizerisch-französischen Jura.

Die Flussdichte im schweizerisch-französischen Jura.

Mit 2 Tafeln (IV und V) und 1 Zahlentabelle (VI).

Von

Rudolf Fluck.

Inhalts-Verzeichnis.

Seite

Einleitung 121
A. Die Flussdichte im schweizerisch-französischen Jura 122
1. Begrenzung des Untersuchungsgebietes 122
2. Einteilung und Charakteristik der Juralandschaften . . . 124
I. Die östliche Hochkettenzone 125
a) der südliche Hochkettenjura 125
b) der mittlere Hochkettenjura 126
c) der nordöstliche Hochkettenjura 128
II. Die nördliche Tafelzone 132
a) der Elsgauer Jura 132
b) der Basler und Aargauer Tafeljura 133
III. Das westliche Plateaugebiet 134
a) der Plateaujura 136
b) die Freiberge 137
c) der zentrale Rumpfkettenjura 138
d) der Hügeljura 140
B. Die Bestimmung der Flussdichte 142
1. Die verschiedenen Methoden und ihre Anwendbarkeit . . 142
2. Das Verfahren in vorliegender Arbeit 146
3. Die Ergebnisse 150
C. Die Ursachen der Flussdichteunterschiede im Jura 154
Die beeinflussenden Faktoren 154
1. Die Bedeutung der Niederschlagsverhältnisse für die Flussdichte im Jura 155
2. Der Einfluss der Vegetation auf die Flussdichte im Jura . 161
3. Die geologischen Verhältnisse des Untergrundes und ihre Bedeutung für die Flussdichte 169
a) Der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Flussdichte 169
b) Beziehungen zwischen der Verbreitung einzelner Schichthorizonte und der Flussdichte im Jura 172
c) Die Wirkung der tektonischen Verhältnisse auf die Flussdichte 181

4. Die Bedeutung der morphologischen Erscheinungen für die Flussdichte . . . . . Seite 188
a) Der mittlere Flussabstand und die Dichte der Zerschneidung in den Juralandschaften 188
b) Die Stadien der Flussystementwicklung und ihr Zyklus im Plateaujura 191
c) Die Bildung des Böschungsprofiles im Jura . . 196
d) Fluss- und Talentwicklung 198
e) Die Erosionstätigkeit der Flüsse im Hochkettenjura 201
D. Schlusswort 207
Literaturverzeichnis 209

Beilagen.

1. Zahlentabelle (siehe Tafel VI).
2. Flussdichtekarte des Jura 1 : 500000 (siehe Tafel IV).
3. Karte mittlerer Flussabstände 1 : 500000 (siehe Tafel V).
4. Regenkarte des Jura 1 : 1000000 (siehe Tafel IV).
5. Skizze verschiedener Flusstypen (siehe Tafel V).
6. 5 Talprofile der Loue (siehe Tafel V).

Einleitung.

Wohl die stärkste formverändernde, exogene Kraft der Erdoberfläche ist das Wasser, indem es in seinen verschiedenen Zuständen unablässig durch linien- und flächenhafte Einwirkung an der Erniedrigung und Gleichmachung der Massenerhebungen arbeitet. Diese Erosions- und Denudationstätigkeit des Wassers erzeugt einen sich beständig verändernden und räumlich wechselnden Formenschatz, dessen Charakter von der Grösse, Richtung, Zahl und Verteilung der Wasserläufe wesentlich beeinflusst wird. Das Relief eines Gebietes, abhängig vom geologischen Bau, zeigt sich um so belebter, je enger sich die Fäden eines Gewässernetzes darüber hinziehen. Somit hat die Dichte des Flussnetzes an der Schaffung des jetzigen Naturbildes und seiner Umformung einen hervorragenden Anteil, ja sie drückt jeder Landschaft durch ihre Art einen eigenen Charakter auf.

Die Entwicklung der Oberflächenformen und die Gesteinsbeschaffenheit üben aber auch ihrerseits einen Einfluss auf die Anlage des Flussnetzes aus. Beide bedingen einander wechselseitig.

Schon aus einem blossen Erdkartenvergleich ist zu erkennen, dass in Gebieten, welche klimatisch und landschaftlich verschieden

sind, auch die Anlage des Flussnetzes eine ungleiche ist — eine Feststellung, die Puls in seinen „Vergleichenden Untersuchungen über Flussdichte“[1]) in Flachlands-, Mittel- und Hochgebirgsgegenden bestätigte.

Es zeigt sich jedoch, dass auch in wenig differenten Landschaften oft die schroffsten Gegensätze in der Verteilung der Wasserläufe nebeneinander auftreten können. Gerade der Jura, als eine grosse Charakterlandschaft unter nahezu einheitlichem Klima mit ziemlich gleichartiger Pflanzendecke und Gesteinszusammensetzung, gab den Anreiz, sein Flussnetz in dieser Hinsicht zu untersuchen. Das Auftreten verschiedener Oberflächenformen gliedert dieses geschlossene Naturgebiet in mehrere Teillandschaften, deren Gewässernetze sich gleichfalls voneinander unterscheiden. Die Feststellung dieser Gegensätze sollte daher nicht nur die Möglichkeit bieten, einen Beitrag zur vergleichenden Hydrographie und Morphologie der Juralandschaften zu liefern, sondern auch durch Vergleiche den grundsätzlichen Fragen nach der Abhängigkeit der Flussdichte von den verschiedenen massgebenden Faktoren nachzugehen.

A. Die Flussdichte im schweizerisch-französischen Jura.

1. Begrenzung des Untersuchungsgebietes.

Der Jura ist eine einheitliche geographische Provinz. Seine Massenerhebung zwischen den Niederungen des schweizerischen Mittellandes und der Saône ist in grossen Zügen leicht abzugrenzen. Schwieriger jedoch gestaltet sich eine scharfe Begrenzung des Juragebirges im einzelnen, wenn sie den geographischen und geologischen Anforderungen Genüge tun und zudem einer Spezialuntersuchung, wie der vorliegenden Arbeit zweckentsprechend sein soll. Es war daher nicht zu umgehen, kleinere, vom jurassischen Gebirgskörper losgelöste Glieder (Salève, Lägern, Randketten westlich des Doubs) von der Gebietsumgrenzung auszuschliessen, da sie die Flussdichteuntersuchung in ungünstigem Sinne beeinflusst hätten. Andererseits zeigte es sich zweckdienlich, kleinere Gebiete hinzuzunehmen, die stratigraphisch nicht dem Jura zugehören, aber sich doch demselben oro- und hydrographisch zuordnen (Hügelland von Frangy, die Plateaufläche zwischen Montbéliard und Delle).

[1]) Puls, E., Vergleichende Untersuchungen über Flussdichte. Diss. Kiel 1910.

Als „Seitenast der Alpen“[1]) streben die ersten Juraketten, meridional gerichtet an der Westseite des „Massif de la Grande-Chartreuse“ von dem langsam nach O umbiegenden Alpenbogen weg. Es sind die Ketten des Mgne de l'Epine und des Mt Tournier. Unsere Gebietsgrenze folgt der Tallinie: les Echelles-Chambéry und setzt sich nördlich über Aix-les-Bains und Rumilly bis Clermont im subjurassischen Gebirgsland fort.

Von der Südspitze der Vuachekette an ist der Jura bis in die Gegend von Olten orographisch deutlich gekennzeichnet. Als einheitliche, an Meereshöhe gegen O abnehmende Front steigen die Juraketten steil aus dem breiten Becken des schweizerischen Mittellandes auf. Durch östliches Abschwenken einiger Antiklinalkämme aus der allgemeinen Gebirgsrichtung stehen einzelne Synklinaltäler des Gebirgsinnern gegen das Vorland hin offen und werden dadurch zu Eintrittspforten in die sonst geschlossene Flucht der randlichen Kettenzüge. Auch sind diese hin und wieder durchsägt von einem engen Quertal, Klus genannt, durch welches die Wasser aus dem Innern des Gebirges in die Seen und Sammelrinnen der grossen Niederungszone längs des Jurasaumes herausströmen.

Von Olten weg übernehmen die Flussrinnen der Aare und des Rheines die weitere Abgrenzung, wobei einige kleinere, für die Untersuchung aber bedeutungslose Gebiete (Born, Kestenberg, Gebensdorferhorn und Lägern) ausgeschlossen werden.

An der Birsmündung bei Basel folgen wir dem nordsüdstreichenden, orographisch scharf charakterisierten Ostrand des Rheintalgrabenbruchs und gelangen über den Fuss der nordwärts vorgeschobenen Jurafalten (Blauen-, Landskron-, Blochmont- und Bürgerwaldkette) in die breite Talfurche der unteren Cauvate und der Allaine, welche die Juralandschaft der Ajoie vom elsässischen Hügelland trennt. Die stratigraphische Verschiedenheit dieser beiden Gebiete bedingt auch einen Wechsel der orographischen Erscheinungen. Im Doubstal unterhalb Montbéliard bis Rozet schwindet dieser Gegensatz; beide Ufergebiete stimmen in ihrem geologischen Bau überein und tragen denselben

[1]) Delebecque, A., Les lacs français. Paris 1898, p. 2.
de Lapparent, A., Traité de géologie. Paris 1900.
Heim, Arn., Geologie der Schweiz. I. Leipzig 1919, p. 548.
Machaček, F., Der Schweizer Jura. Ergänzungsheft zu Pet. Mitt. No 150. Gotha 1905, p. 1, 2.

landschaftlichen Charakter. Nach KILIAN[1]) geht hier der Jura ohne scharfe orographische Scheidelinie über in das nördliche subvogesische und das südliche vorjurassische Hügelland. FOURNIER, der diesen Jurateil westlich des Doubs als „Zone des Plateaux occidentaux" und als „Zone des Avants-Monts" bezeichnet, erklärt:

« Elle n'offre pas de particularités tectoniques remarquables. On a vu plus haut qu'à partir d'Etouvans cette zone se raccorde avec celle des Grands Plateaux pour n'en plus former qu'une qui s'enfouit sous une grande plaine, celle de l'Ajoie. Au N-O de la zone précédente s'étend un chapelet presque continu de brachy-anticlinaux resserrés entre les failles de bordure des plateaux occidentaux et les effondrements de la vallée de l'Ognon. Les Avant-Monts constituent le dernier contrefort de la chaîne du Jura »[2]).

Die „Zone du vignoble", wie er den westlichen Randkettenstreifen des Jura bezeichnet, zieht sich von Etouvans, Besançon über Lons-le-Saunier bis Beaufort hin.

Zwischen dem Jura und den Vogesen existiert also keine scharfe tektonische Scheidelinie, doch tritt der Doubs, der die Ketten der „Zone du Vignoble" in Klusen (Clerval, Baume les Dames, Besançon, Osselle) mehrfach durchbricht, mit seinem breiten Stromtal als ausgeprägte Grenzlinie im NW des Jura hervor.

Der Steilabfall der schon erwähnten Randketten gegen die weite Bresse-Niederung kennzeichnet nun wieder besonders deutlich die jurassische Massenerhebung. Mit Einschluss der in die Bresse vorgelagerten Hügel bei Voiteur, folgt unsere Gebietsgrenze genau der westlichen Jurarandstrasse bis Coligny, zieht dem Fusse des Revermont entlang bis Pont d'Ain, berührt die Randorte Ambronay und Ambérieu und biegt nach Umschliessung des Sporns von Ambutrix in das Rhonetal ein. Hier führt sie flussaufwärts bis zum Talknoten les Echelles, unserem Ausgangspunkt.

2. Einteilung und Charakteristik der Juralandschaften.

Trotz der grossen Einheitlichkeit des Juragebirges in geologischer Hinsicht, zeigt ein eingehendes Studium und eine Begehung des Gebietes bedeutende Gegensätze im Landschafts-

[1]) Contribution à la connaissance de la Franche-Comté septentrionale. Annales de Géogr. IIII. Paris 1894, p. 320 ff.

[2]) GÉRARD, CAP., Compte-rendu d'Excursions géologiques dans le Jura franc-comtois, faites de 1906—1908 sous la direction de Fournier. Besançon 1909, p. 5, 9.

charakter, die eine weitere Einteilung in Einzellandschaften erfordern.

Die Gliederung des Juragebirges in kleinere Landschaften, die Machaček in seiner geomorphologischen Monographie des Jura[1]) durchführte, war für meine Abgrenzung der Teilgebiete wegweisend, wenn ich auch nicht immer mit der Ausdehnung und Grenzführung seiner Juralandschaften einig gehen konnte.

Von vornherein schied die oft willkürliche politische Gliederung als Eintei ungsprinzip aus. In stärkstem Masse aber fordert der Jura selbst eine Zweiteilung in seiner Längsrichtung, in eine Kettenzone im O und weite Hochflächen im W. Die beide Gebiete voneinander trennende Linie ist in der Landschaft keineswegs immer deutlich ausgeprägt. Berthaut sagt darüber: „On distingue, par suite, un Jura plissé et un Jura tabulaire; mais rien ne les délimite franchement.“[2])

I. Die östliche Hochkettenzone.

a) Der südliche Hochkettenjura.

Die Faltenzüge des Jurainnenrandes sind nicht immer von derselben Art und Struktur. „Verringerung der Intensität der Faltung einerseits, höheres Alter der Faltung und zunehmende Abtragung anderseits“[3]) bedingen einen Wechsel der Oberflächenformen innerhalb des Kettenzuges und gliedern denselben in Einzelgebiete.

So unterscheiden sich besonders die Höhenzüge des SW mit ihrer Mächtigkeit von jenen des NO. Die gestreckten, meridionalgerichteten Antiklinalkämme heben sich schroff mit grosser Reliefenergie aus ihrer Umgebung heraus. Weissleuchtende, massige Kalkwände wechseln vielfach mit sanfter geböschten, vegetationsbedeckten Gesimsen. Breite Talmulden trennen mit ihren Kulturflächen die bewaldeten Hänge. Oft ist der mit Schutt verhüllte Bergfuss weithin von Rebgärten terrassiert, die auf den stark zerklüfteten, von der Sonne heiss bestrahlten Urgon- und Malmkalken süsse Frucht tragen. Einen wohltuenden Ausgleich in die Wildheit der schroffen Gebirgsformen bringt die breite Talfläche des Rhonetals unterhalb Seyssel und Culoz und namentlich die ruhige, glänzende Seefläche des Lac du Bourget mit den schmucken Reb- und Fischerorten.

---

[1]) A. a. O.

[2]) Berthaud, H., Topologie. Paris 1913, p. 181.

[3]) Machaček, F., A. a. O., p. 5.

Langsam und in weiten Bogen durchquert die Rhone die Landschaft, begleitet von hastenden Bergbächen und geruhsamen Altwässern. Vegetation und Kultur verraten den nahen Süden. Aus dem satten Grün der Baumgärten leuchten die hellroten Rundziegeldächer der Siedlungen auf, welche im Tal des Sierros, Flon und Furans zerstreut liegen. Auch das Val Romey ist in seinem unteren Teile stark bevölkert, wird aber mit zunehmender Höhe siedlungsärmer. Die Talsohle steigt zwischen der Gd. Colombier- und der Cormoranchekette stufenförmig von 250 m bis 1150 m an. Damit verlieren die beiden Ketten ihre Individualität und werden schliesslich in Verbindung mit dem hochgelegenen Talboden zu einer typischen wasserlosen, hochjurassischen Plateaufläche.

Diese Teillandschaft bezeichne ich als südlichen Hochkettenjura. Seine Umrandung fällt im S und O mit der eigentlichen Juragrenze zusammen. Mit Einschluss der von Wasserfäden reich überzogenen Hügellandschaft westlich der Vuachekette schliesst die ausgezeichnete Tiefenlinie: Bellegarde-Nantua das Gebiet gegen N ab. Durch das Tal der Borrey und die tiefe Erosionsfurche[1]) von Tenay-Pugieu erreichen wir die niedere, flache Molassetafel von Bellay. Sie ist von breiten, der heutigen Wasserführung keineswegs entsprechenden Tälern allseitig zerschnitten. Als Niederungszone trennt sie die ungleichartigen Juraketten des Ostens und Westens.

Die Plateaufläche, wie sie erstmals im obersten Teil des Val Romey erscheint, wird nun nordwärts trotz der Faltentektonik zu einem hervorstechenden Merkmal der Juralandschaft und kennzeichnet sich in der inneren Hochkettenzone besonders im Gebiet um den Lac de Joux und Mouthe. „Der Charakter scharf profilierter, durch tiefe Täler getrennter Ketten geht verloren, jedes einzelne Gewölbe gleicht einem ausgedehnten, massigen Plateau, vom nächsten durch breitsohlige, hochgelegene Längstäler geschieden."[2]) Ich teile diese Landschaft dem mittleren Hochkettenjura zu.

b) Der mittlere Hochkettenjura.

Aus dem subjurassischen Hügelland bei Franchy auftauchend, streicht der 1111 m hohe waldbedeckte Kalkrücken der Vuachekette in SO-NW-Richtung gegen den Innenrand des Jurabogens, ist aber von diesem durch den tiefen Rhoneeinschnitt bei Fort

[1]) Berthaud, H., A. a. O., p. 253.
[2]) Machaček, F., A. a. O., p. 6.

de l'Ecluse abgetrennt. Die natürliche Fortsetzung bildet die Reculetkette, deren Kammlinie sich nördlich der engen Rhoneklus zu einer Höhe von 1624 m aufschwingt, im Winkel von Farges unvermittelt ihre Streichungsrichtung gegen NNO ändert und sich damit der allgemeinen Richtung des Gebirgsbogens einordnet. In der Crête de la Neige erreichen wir die grösste jurassische Gebirgshöhe von 1723 m.

Das langgestreckte Valserinetal trennt die überragende Kette von den einsamen Hochweiden des westlichen Jura ab. Ostwärts senkt sich der wald- und rebenbestandene Berghang steil gegen das siedlungs- und verkehrsreiche schweizerische Mittelland, und bildet mit seiner geschlossenen Front eine gewaltige Mauer zwischen den beiden benachbarten Landschaften, die nur durch die tiefe Bresche der Combe von Gex miteinander in Verbindung stehen.

Nach N gesellen sich der anfänglich einzigen Hauptfalte, mehr und mehr sekundäre zu, die aber oft zusammengepresst den morphologischen Charakter einer einheitlichen Kette wahren. Beim Col de St. Cergues tritt in der breiten Kammfläche eine deutliche Scheidung ein in zwei durch die Kreidesynklinale von Joux de Bière getrennte Kettenzüge. Während sich die Ostkette von la Dôle nördlich bis zu ca. 1000 m Meereshöhe absenkt und erst wieder im Mt de Bière und im Mt Tendre 1528 m und 1680 m erreicht, steigt hinter diesem Sattel der hohe Mt Pelé der Noirmontkette auf und gewährt von seinem Gipfel einen imposanten Blick über den malerischen Genfersee hinweg auf den weissglitzernden Gipfelkranz der Alpen. Nordwestlich schweift das Auge über den unzergliederten, sanftgeböschten Waldrücken des Mt Risoux (1423 m), jenseits des breiten Tales von le Sentier, aus dem im fernen Dunst die helle Wasserfläche des Lac de Joux glitzert. Etwas niedriger und mit ihrem geringen relativen Höhenunterschied (ca. 250 m) zu ihrer Umgebung schon den Übergang der Kettenzone zur reinen Plateaulandschaft andeutend, folgen die Ketten des Forêt du Haut Joux und des Mgne du Laveron dem allgemeinen Gebirgsstreichen, vom Mt Risoux durch die Talmulde St. Laurent-Mouthe geschieden.

Der mittlere Hochkettenjura umschliesst somit drei eigentliche Jurafalten: die Kette Reculet-Mt Tendre, den Mt Risoux und den Höhenzug des Forêt du Haut Joux mit dem Mgne du Laveron. Die tektonische Querverschiebung[1]) längs zweier landschaftlich scharf ausgeprägter Fugen: Dôle-Champagnole und

[1]) Heim, Alb., A. a. O., p. 613.

Vallorbe-Pontarlier[1]) räumen dieser Landschaft auch eine ganz eigenartige Stellung innerhalb des Kettengürtels ein. Der fortlaufende Zug der Ketten- und Tallinien wird gestört. Die breiten Talmulden von le Sentier und Mouthe sind tektonisch zu geschlossenen Becken umgewandelt, die zum Teil unterirdisch, zum Teil oberirdisch entwässert werden. Auf ihrer flachen Sohle dehnen sich Torfmoore und magere Wiesen. Die kalten, weiss getünchten Steinbauten der verstreuten Weiler, lose zu Strassenzügen zusammengehängt, verleihen der weiten Landschaft den Charakter der Abgeschiedenheit und Leblosigkeit. Am Fusse der sanftgeböschten, verkarsteten Jurahänge spiegeln sich in der ruhigen Wasserfläche der tektonisch oder glazial abgedämmten, langgestreckten Seen die grössten, geschlossenen Waldbestände der Kettenzone still und verträumt.

c) Der nordöstliche Hochkettenjura.

Völlig wesensfremd von den beiden vorgenannten Juralandschaften ist der von Vallorbe-Pontarlier bis Brugg reichende Teil der Kettenzone. Es ist der Jura der Industrie und der intensiven Bewirtschaftung. Die Juratäler sind von pulsierendem Leben erfüllt. Handel und Wandel haben in den einsamsten Gegenden Einzug gehalten, zur Gründung und Vergrösserung eigentlicher Industriezentren geführt, die mit zahlreichen und wichtigen Verkehrslinien mit den grossen Wirtschaftsgebieten des schweizerischen Mittellandes und der Rheinebene in Verbindung stehen. Vielfach fördern Klusen die Durchgängigkeit der Landschaft. Dieselbe zeigt daher auch eine verhältnismässig grosse Siedlungsdichte. Ein Grossteil der Bevölkerung ist an der Gewinnung und Verarbeitung von Holz, Zement, Bohnerz, Asphalt und in der weltbekannten Uhrenindustrie beschäftigt. Als Kontaktzone sprachlich, konfessionell und kulturell fremdartiger Elemente weist der nordöstliche Hochkettenjura in seinen Siedlungen keine einheitlichen Züge auf. Unterschiede im Hausbau und der Bodenbewirtschaftung beeinflussen mancherorts das Landschaftsbild, das gegen NO belebter und kontrastreicher wird.

Helle Kalkflühe gliedern mit dunkeln Tannenwäldern und grünen Wiesenflächen stufenförmig den Berghang. Der Kettengebirgsbau bleibt im allgemeinen gewahrt, doch statt der breiten, plateauförmigen Gewölberücken treten nun schmale, scharfprofilierte, kürzere Faltenzüge auf. Die zahlreichen, durch tiefe

[1]) Sprecher, Chr., Beitr. z. Kenntn. d. Querstörung Mollens-Vallorbe-Pontarlier. Diss. Bern 1917.

Synklinaltäler voneinander getrennten Bergketten, die Scharungspunkte um les Rangiers und die Hohe Winde und die gewaltige Brandungszone der Juraketten gegen das nördliche Vorland verraten die Bewegtheit im tektonischen Bau, womit dieser Gegend auch orographisch der Eindruck der Regsamkeit verliehen wird.

Der nordöstliche Hochkettenjura ist mit den benachbarten Gebieten oft derart verwachsen, dass die Grenzlinie nicht immer leicht zu ziehen ist und Gebirgszonen trennt, die sich zunächst kaum voneinander unterscheiden und erst in weiter Entfernung ihre Eigenart zum Ausdruck bringen, wie besonders an der Nordgrenze gegen den Tafeljura. Diese Zone ausserordentlicher Lagerungsstörungen, oft als Aargauer Kettenjura bezeichnet, ist der auf die nördliche Sedimenttafel überfaltete und überschobene Kettenjura. Seine Nordstirn wird etwa durch die Linie: Villnachern–Wölflinswil–Oltingen–Buckten–Niederdorf–Reigoldswil bezeichnet. Die nördliche Vorlagerung kleiner Faltenzüge im Tafeljura und einiger Überschiebungsmassen[1]) macht die obgenannte Grenzlinie in der Natur unscharf. Deutlicher scheiden sich die Gebiete bei Seewen–Grellingen und längs dem Gebirgsfuss der Landskron- und Bürgerwaldkette. Die Strasse Courgenay–St. Ursanne über den Kettenzug des Lomont führt in das tief eingesenkte Mäandertal des Doubs, das bis zu der schon beschriebenen Querlinie bei Pontarlier als Westgrenze des Gebietes dient.

Es wird damit ein kleineres Gebiet eingeschlossen, das sich nicht strukturell, wohl aber orographisch sehr vom Kettenjura unterscheidet. Es ist die verhältnismässig kleine Hochfläche der Freiberge, auf deren Beschreibung wir später noch zurückkommen.

Der Landschaftscharakter des an den mittleren Hochkettenjura angrenzenden Gebirgsteiles wird zunächst noch von den plateauförmigen Hochflächen der Kofferfalten bestimmt. Mit einer durchschnittlichen Höhe von 1250 m überragen die sanftgeböschten Rücken des Mgne de la Fiacre, der Côte aux Fées und des Mgne du Larmont die langgestreckten, grösstenteils versumpften und vermoorten Synklinalmulden kaum um 200 m. Oft fehlt diesen Talschaften wie jener von la Brévine und les Ponts ein natürlicher Ausgang. Durch Abweichen der Ketten vom allgemeinen Gebirgsstreichen wurden geschlossene Becken (Bassins fermés) geschaffen, deren Gewässer sich entweder unterirdisch durch Schlundlöcher oder oberirdisch durch Klusenbildung in

[1]) Lehner, E., Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschw. Juragebirge. Diss. Basel 1920.

einer der angrenzenden Ketten gewaltsamen Austritt in das Vorland erzwungen haben, wie dies im Val de Travers durch die Areuse, im Val de Ruz durch den Seyon und in der Mulde von Prêles durch den Ruisseau de Vaux und den Twannbach der Fall ist.

Gegen O prägt sich die Kammlinie schärfer aus, indem Ketten abzweigen, sich gabeln oder von tiefen Combentälern zergliedert werden. Der Aufstieg aus dem Tal auf eine aussichtsreiche Höhe gestaltet sich durch die Länge und Steilheit des Weges oft recht mühsam. Ab und zu klingt durch die Stille des Laubwaldes das lebhafte Plätschern eines kleinen Wasserriesels, das den fernen Lärm der Tiefe übertönt.

Die grösste Breite erreicht diese Gebirgszone im sogenannten Berner Jura, wo die Chasseralkette mit 1600 m alle übrigen Höhen im nordöstlichen Hochkettenjura weit überragt. Der enggedrängte Gebirgsrost weitet sich um Delsberg und Laufen zu breiten Becken, die dank ihrer Weiträumigkeit, Verkehrslage und Fruchtbarkeit hohe Bevölkerungsziffern aufweisen. Haben im Becken von Delsberg besonders Industrie, Handel und Verkehr Fuss gefasst, so steht im Laufener Bezirk die Landwirtschaft im Vordergrund.

Jedoch auch hydrographisch nimmt diese Landschaft eine Sonderstellung ein. Das Flussnetz der Birs ist das klassische Beispiel der Entwässerung des Kettenjura. Die Sammelflüsschen der Flankenriesel in den einzelnen, voneinander getrennten Synklinalmulden strömen von beiden Seiten rechtwinklig den die Kettenzüge in Klusen querenden Flussrinnen zu. Damit legt sich das aus Längs- und Quertalflüssen zusammengesetzte Flussnetz gitterartig in die Landschaft.

Bemerkenswert ist der Sammelpunkt der drei bedeutenden Juraflüsse, der Sorne, Birs und Gabiare unmittelbar vor dem nördlichen Ausgangstor des Delsbergerbeckens, wo über eine breite Alluvialfläche die drei Sammelwässer trichterförmig einer die Mt Terrikette durchbrechenden Klus zuströmen.

In der Kettenzone nördlich des Delsbergerbeckens, auch als Rheinthaler Kettenjura[1]) bezeichnet, herrscht im allgemeinen noch grosse Übereinstimmung zwischen dem geologischen Bau und der Oberflächengestalt. Die gegen N gerichtete konvexe Form der Kettenzüge prägt sich mehr und mehr aus bis zur

[1]) Steinmann, G., Bemerkungen über die tekt. Beziehungen der oberrhein. Tiefebene zu dem nordschweiz. Kettenjura. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br., VI, 1892.

Blauen-Landskron- und Blochmont-Bürgerwaldkette, die sichelförmig in die oberrheinische Tiefebene hinausdrängen. Die Kammlinien erreichen 600—900 m Meereshöhe.

Die Birs als Sammelader nimmt die in den Talschaften ostwärts fliessenden Gewässer auf, wobei sie von Delsberg bis Aesch ihren Charakter als Quer- und Längsfluss stetig wechselt.

Vom Blauenkamm über das breite Tertiärbecken von Laufen hinweg gewahrt man einen Gebirgsstreifen, der sich durch seine ausserordentliche tektonische Deformation auszeichnet. Die grossen, regelmässig und einfach gebauten Gewölbe, getrennt durch lange und weite Synklinalmulden, verschwinden in den enggescharten, aufeinandergeschobenen und von Querbrüchen durchsetzten Falten des Kettenjura. Die orographische Selbständigkeit der einzelnen Ketten geht verloren. Ein reiches Fluss- und Talnetz breitet sich über das Gebiet aus und gliedert das Gebirge, unabhängig vom tektonischen Bau. Statt flachen, eintönigen, aus Malm oder Dogger bestehenden Gebirgsrücken ragen längs der Aare steilgestellte Schuppen des Muschelkalkes und des Hauptrogensteins auf, schroffe, oft überhängende Flühe und scharfe Kämme bildend. Eine einheitliche, zusammenhängende Kammlinie ist in diesem Gebiet kaum mehr zu verfolgen. Wahrt die Farisbergkette, durchschnitten von der Mümliswilerklus und der Passlücke von Langenbruck, im Beretenkopf noch einigermassen ihre Eigenart, so verschwinden die Ketten von Vellerat und des Raimeux in dem stark aufgelösten Gebiet der Hohen Winde oder scharen sich im Bereich des Hauensteins. Die überschobene Kettenzone wird nordostwärts zusehends schmäler durch das östliche Ausstreichen einzelner Ketten. Kurz vor ihrem Absinken im schweizerischen Mittelland wird die Gislifluh- und Hombergkette, welche noch Höhen von ca. 800 m erreichen, bei Holderbank und Schinznach von der Aare durchquert. Der Verlauf der orographischen Wasserscheide ist hier äusserst kompliziert. Die Flussgebiete der Aare und des Rheines sind eng ineinander verzahnt und oft entwässern sie gemeinsam die hochgelegenen Antiklinaltäler. Von N her schneiden die Täler des Tafeljura tief in die aufgeschobene Faltenstirn des Kettenjura ein und ermöglichen damit die Anlage von ansehnlichen Strassendörfern, die heute zumeist durch den modernen Eisenbahnverkehr ihre Bedeutung als Passfussorte verloren haben.

II. Die nördliche Tafelzone.

Das nördliche Vorland des Ketten- und Plateaujura erstreckt sich von der „Zone des Avant-Monts" westlich Montbéliard bis ungefähr zur Aare und ist im Rheingraben unterbrochen durch die früher genannten, vordringenden Ketten des „Rheintaler Kettenjura". Den westlichen Teil dieser strukturell und morphologisch von der Faltenregion stark abweichenden Gebirgszone bezeichnen wir als den Elsgauer Jura, die Landschaft im O kurzweg als den Basler und Aargauer Tafeljura. Breite Flussrinnen (Doubs-Allaine, Rhein-Aare) und die westöstlich streichende Mt Terrikette umgrenzen die Vorlandzone, in der man den Elsgauer Jura schon als gleichartig neben den östlichen Tafeljura in Parallele zu stellen versuchte; jedoch Bau und Charakter beider Landschaften widersprechen durchaus einer Gleichsetzung.

a) Der Elsgauer Jura.

Der Elsgauer Jura ist ein zerbrochenes Tafelland. Geringe Auffaltungen durchziehen die sanftwellige, seicht durchtalte Hochfläche.

Zahlreiche Buchen- und Tannenwälder bedecken im Wechsel mit mageren Weiden und Äckern die zumeist recht trockenen, ca. 400—500 m hohen Plateaus. Nur im östlichen Teil, wo quartäre und tertiäre Ablagerungen durchlässige Jurakalke überdecken, weisen zahlreiche Sümpfe und Teiche auf grösseren Wasserreichtum hin. Im übrigen liegen die vielen Täler und Runsen des Gebietes den grössten Teil des Jahres trocken. Zur Zeit der Schneeschmelze und bei langandauernden Regenperioden aber schäumen die Wasser über das vergraste Flussbett oder sammeln sich unterirdisch und stossen als Bachquelle (*source vauclusienne*) aus einem buschumsäumten Erdloch quirlend hervor (Creugenat). Den beiden Hauptflüssen, dem Doubs und der Allaine fehlen die kleineren Nebenflüsschen nahezu völlig. Sie selbst fliessen nordwärts in der allgemeinen Entwässerungsrichtung auf breiter Talsohle in grossen Windungen langsam durch die Landschaft und wenden sich dann am Nordrand derselben der vom Rhein-Rhone-Kanal bezeichneten Talfurche der burgundischen Pforte zu.

Der Elsgauer Jura mit den geringen Bodenerträgnissen zwingt seine Bewohner zu harter Arbeit. Kein Wunder, wenn manch einer der „Ajoulot" in den Uhrenfabriken von Pruntrut und den Ziegeleien von Bonfol, Charmoille bequemeren Verdienst sucht. Weit zerstreut liegen die oft langgezogenen und an Quellen gebundenen Strassendörfer mit ihren kahlnüchternen und schmucklosen

Steinbauten längs einem von Enten und Gänsen belebten, unsauberen Dorfbach in der Landschaft. Das wirtschaftliche und kulturelle Leben der Ajoie konzentriert sich im Städtchen Pruntrut. Seine günstige Verkehrslage erhob die Stadtsiedlung schon frühzeitig zum Verwaltungssitz. Für den französischen Westteil des Elsgauer Jura übernahm Montbéliard dieselbe Funktion. Neben Besançon war dieser Stadtort als Torhüter der burgundischen Pforte besonders ausersehen, die zahlreichen aus den grossen Wirtschafts- und Bevölkerungsgebieten der Rhein- und Saône-Niederung hinüber- und herüberlaufenden Beziehungen und Verbindungen zu schützen, zu stärken und zu mehren.

b) Der Basler und Aargauer Tafeljura.

Südlich des Rheines und durch ihn von der geologisch verwandten Vorbergzone des Schwarzwaldes geschieden, erhebt sich das von Verwerfungen und Keilgräben[1]) durchsetzte Tafelland. Die am Aufbau beteiligten Sedimentplatten liegen treppenartig übereinander. Ihre verschiedene Widerstandsfähigkeit gegenüber der Denudation liess eine Schichtstufenlandschaft[2]) entstehen.

Steil und unvermittelt erhebt sich aus den quartären Schuttmassen auf dem linksseitigen Rheinufer die 500 m hohe unterste Stufe des Muschelkalkes mit dem Schönen-, Chriesi-, Ebne-, Rütiberg u. a. Südlich dieser sanften Kuppen ragen mit ca. 200 m relativer Höhe die schroffen Flühe des Hauptrogensteins im Sonnenberg, Farnsberg, Tiersteinberg, Frickberg u. a. auf, die ausgedehnte Hochflächen tragen. Im Bötzberg- und Geissbergplateau zeigt sich noch ein Rest der aus Malmkalken bestehenden und grösstenteils von tertiären Ablagerungen (Juranagelfluh) überdeckten dritten Stufe.

Die Areale dieser WO streichenden Tafelflächen sind ungleich. Zahlreiche nach N und NW gerichtete Flüsse zerschneiden die Plateaustufen in Riedel und steilabfallende sargähnliche Tafelberge. Auf ihnen dehnen sich besiedelte Ebenheiten mit einer abwechslungsreichen Feldflur, die ein durchsonnter Buchenwald

---

[1]) Mühlberg, F., Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. in das Gebiet der Verwerf., Überschieb. und Überschiebungsklippen im Basler und Solothurner Jura. Verh. Nat. Ges. Basel X, 1894. — v. Huene, F., Geol. Beschreibung der Gegend von Liestal. Verh. d. Nat. Ges. Basel XII, 3. 1900. — Buxtorf, A., Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 41. Jahrg., Bern 1901.

[2]) Vosseler, P., Morphologie des Aargauer Tafeljuras. Diss. Basel 1918.

am steilen Berghang als Lehhag umsäumt, während den Bergsockel mächtige Schutthalden einmänteln.

Die Hauptflüsse wie die Ergolz und die Sisseln empfangen aus dem Kettenjura zahlreiche langgestreckte Nebenflüsse, die in Verbindung mit den kleinen, von N zufliessenden Wasserrieseln einen asymmetrischen Bau des Flussnetzes bedingen. Eine auffällige Armut an oberflächlicher Entwässerung weist das von seitlich angreifenden Erosionstälern unförmig zerlappte Malmplateau von Gempen zwischen dem Ergolz- und Birstal auf.

Die Mannigfaltigkeit des Landschaftsbildes stellt diese Landschaft in merklichen Gegensatz zum Elsgauer Jura. In obstreichen Wiesengründen eingebettet, reihen sich in den Flusstälern stattliche und schmucke Dörfer, in denen die Hausindustrie der Bandweberei heimisch ist. Über das ganze Gebiet liegen aber auch Einzelsiedlungen verstreut, bei denen man ab und zu noch recht altertümliche, mit Strohdächern bedeckte Einheitshäuser vorfindet. Die Durchgängigkeit der Landschaft erfährt durch die Talanlage eine ausserordentliche Begünstigung. Dem starken Fernverkehr zwischen den beiden grossen Wirtschaftsgebieten des schweizerischen Mittellandes und der rheinischen Senke, zwischen die der Tafeljura eingelagert ist, kommen die beiden Haupttäler der Ergolz und der Sisseln in ihrer SO-NW-Richtung weit entgegen. Im beträchtlichen Passverkehr über den Hauenstein und den Bötzberg, den heute die Eisenbahn übernommen hat, kam schon frühzeitig der Verkehrswert dieser Täler zum Ausdruck. Neben dem Hauptort Liestal wuchsen infolgedessen verschiedene Wohnplätze zu wichtigen Markt- und Industrieorten aus (Pratteln, Sissach, Gelterkinden, Waldenburg, Frick).

III. Das westliche Plateaugebiet.

Wir bezeichnen damit eine Landschaft, die südlich vom langhinziehenden Grenzkamm des Lomont durch ihre Ausdehnung, ihre geringe Bodenbewegung und die Einförmigkeit der morphologischen Erscheinungen zu den andern Juragebieten in grossem Gegensatz steht.

Wenn schon der Plateaujura tektonisch der Hochkettenzone angehört, so besitzen aber seine niederen Antiklinalen doch solch grosse Spannweiten und derart breite Scheitelbezirke, dass die Schichten oftmals weithin horizontal liegen. Diese Erscheinung im Verein mit der ausgedehnten flächenhaften Einebnung der Antiklinalen und den uneingetieften Muldentälern verleihen

diesem Kettenjuragebiet vollkommen den morphologischen Charakter einer Plateaulandschaft.

Die sanften Bodenwellen gliedern das Land in breite Becken und Wannen. Es fehlt der Formenreichtum der östlichen Hochkettenzone, der durch die erodierende Kraft des Wassers erzeugt wird. Denn dieses mangelt hier allenthalben. Nicht nur, dass die Bewohner das Wasser zumeist in Zisternen behutsam sammeln oder aus tiefen, unreinen Sodbrunnen gewinnen müssen, sondern infolge der grossen oberflächlichen Ausbreitung durchlässiger Jurakalke ist auch oft bei stundenlanger Wanderung kein Rinnsal anzutreffen. Das oberirdische Gewässernetz ist ausserordentlich weitmaschig. Die wenigen wasserarmen Flüsse ziehen in tiefeingeschnittenen, gewundenen Tälern langsam dahin. Die Wasserarmut kennzeichnet sich auch in der spärlichen Vegetation. Magere Weiden, zwischen denen oft der nackte Fels hervortritt, breiten sich über die verkarstete Hochfläche aus. Selten begegnet man Acker- und Wiesböden. Sie sind ausschliesslich an das Auftreten undurchlässiger Bodenschichten gebunden. Im übrigen ist das Gebiet pockennarbig übersät mit unzähligen Trichtern jeder Dimension, die oft von niederem Buschwerk umrandet und daher schon von weitem kenntlich sind. Häufig weiten sie sich zu grösseren, geschlossenen Karstbecken aus, die manchmal durch Verschlemmung gedichtet, Wassertümpel oder Moore bergen[1]).

Den Eindruck einer traurig-eintönigen und leblosen Landschaft verstärkt noch die dünne Besiedlung. Oft scharen sich, hinter einer Bodenwelle oder in einer Karstwanne versteckt, die wenigen Häuser zu einem Weiler zusammen, ab und zu ist auch schon von weitem die Silhouette einer losen Häuserzeile zu erblicken, die auf dem freien Kamm eines flachen Höhenrückens dahinzieht. In den rohen, rauchigen Steinhäusern haust eine ärmliche Bevölkerung, die sich kümmerlich von der wenig ertragsreichen Feldwirtschaft nährt. In dem vom Verkehr gemiedenen Landinnern fehlen grössere Orte mit Ausnahme einiger zentralgelegener Marktflecken, wie le Russey, Vercel, Lévier und Champagnole, wo die Bauernschaft ihre agrarischen Produkte gegen Nutzgegenstände eintauscht. Eine erhöhte Einwohnerzahl besitzen die am Rande der Plateaufläche gelegenen Orte, die dank ihrer Wirtschafts- und Verkehrslage zu eigentlichen Städtchen auswuchsen. Im O stehen Pontarlier und Morteau an Taleingängen auf der Naht der Plateaulandschaft zur Kettenzone, am

[1]) Die Fläche all dieser Karsttrichter zusammen beträgt allein für das „Département du Doubs“ 2545 km². Berthaud, H., a. a. O., p. 457.

Westrand sind Besançon, Arbois, Poligny, Voiteur und Lons-le-Saunier wirtschaftliche Ein- und Ausgangspforten von der Jurahochfläche zur Bresse-Niederung.

a) Der Plateaujura.

Der Westrand des Plateaujura ist in der „Zone du vignoble" zu einem mannigfach zerschnittenen Kettenkranz aufgebogen. Sonnige Rebgärten steigen aus der Saône-Senke an den 200—400 m hohen Hängen der Randketten empor. Die südliche, durch Brüche zerstörte Randregion haben die Bressezuflüsse wie die Cuisance, Orain, Seille und Vallière in engen Tälern durchschnitten und sich in tiefen Talschluchten in die anstossende Plateaufläche eingefressen. Steigt man im steilwandigen Talschluss hoch über die scharfe Felskante, so hemmen auf der ca. 530 m hohen Platte ausgedehnte Forste den Weitblick.

Flussreicher hingegen und auch mehr gegliedert zeigt sich das östlich, ca. 100 m höher gelegene Plateaugebiet um Champagnole. An Stelle der eintönigen Karstfläche tritt ein abwechslungsreiches Landschaftsbild, das die schmalen Bodenrippen des Forêt de Leuthe und de Fresse umrahmen.

Zahlreiche Seespiegel glänzen weich träumerisch zwischen dunklen Tannenwäldern auf. In tiefen Talschluchten plätschern quellklare Wasser munter von Stein zu Stein und erfüllen die geheimnisvolle Waldstille mit leisem Klingen.

Als Hochwarte ragt bei Champagnole der 789 m hohe Kegel des Mt Rivel über Fluren und Wälder heraus. Von ihm geniesst man nordwärts einen prächtigen Blick in die flache Talmulde von Andelot, in der sich der Angillon mühsam zwischen niederen Bodenwellen durchwindet. Über die weite, randlich zerlappte und schotterumhüllte Hochfläche im S hinwegblickend, gewahrt der Beschauer die langgezogenen Bergrücken der Côte de Leuthe, Forêt de la Joux u. a. Dort zeigt sich das Relief belebter. Der Plateaucharakter schwindet. Rücken und Kuppen gliedern die Hochfläche. Die nördlich vereinzelt auftretenden niederen Bodenwellen scharen sich. Auch heben sie sich schärfer und mit grösserer Faltungsenergie aus ihrer Umgebung hervor. Unsere Südgrenze des Plateaujura erstreckt sich daher von Lons-le-Saunier über Doucier bis an den ca. 200 m hohen Steilhang der Kette des Forêt de la Chaux du Dombief.

Eine dritte Plateaustufe breitet sich zwischen den gegen N divergierenden Bergrücken des Forêt de la Joux und Haut Joux aus. Ihr Landschaftscharakter ist in den einzelnen Teilen durchaus

verschieden. Um Nozeroy ein hydrographisch ausserordentlich zerschnittener Raum mit zahlreichen Quellflüsschen, die sich in die durchschnittlich 800—900 m hohe Plateaufläche eintieften und diese durch ihren verschieden gerichteten Lauf in eine Riedellandschaft umwandelten. Bei Frasne eine grosse, wasserarme und verkarstete Hochfläche, flachwellig und eintönig. Nur in der breiten Wanne von la Rivière, einem alten, von quartären Ablagerungen erfüllten Seebecken[1]) schleicht der Drugeon R. in unzähligen Windungen träge dem Doubs zu und entwässert die vielen Moore und Teiche, die im feuchten Wiesboden zerstreut liegen.

Mehr als der südliche bietet der nördliche Landschaftsteil des Plateaujura ein einheitliches, durch die zahllosen Karsterscheinungen beherrschtes Bild. Die Ketten, welche sich aus dem Kreuzungspunkt des nördlichen (*Jura bisontin*) und südlichen (*Jura lédonien*) Randkettenbogens bei Salins in das Landinnere fortsetzen, streichen darin als schwache Bodenaufwölbungen in nordöstlicher Richtung aus. Die schwach gewellte Fläche erfährt dadurch keine nennenswerte Gliederung. Einzig der Mt Poupet bei der Bäderstadt Salins vermag inmitten eines tektonisch stark gestörten Gebietes mit seiner Höhe von 853 m eine die Landschaft überragende Stellung einzunehmen. Zahlreiche Bruchlinien und Höhenzüge, die sternförmig von ihm ausstrahlen, beeinflussen die Entwicklung des Flussnetzes. In engen und hochwandigen Cañons queren die graziös gewundene Loue und ihre Nebenflüsse, wie auch der Doubs mit dem Dessoubre, der Barbèche und dem Cuisancin das Innere des Plateaujura. Sie weisen teilweise dem Verkehr Wege zu den einsamen, zentral gelegenen Hochflächen.

Infolge dieser Zerschneidung der Plateaufläche durch tiefe Talschluchten läuft der Nordostteil derselben zwischen dem Doubs und dem Dessoubre spornartig aus und verrät in der Kette des Clos du Doubs seine innere Struktur. Damit haben wir uns aber einer Juraregion genähert, die jenseits des Doubs inmitten der Hochkettenzone mit dem Plateaujura in engem Zusammenhang steht.

b) Die Freiberge.

Im W und S werden diese vom tiefen Doubstal und dem Val de St. Imier aus ihrer Umgebung herausgeschnitten. Im SW trennt die tiefe Erosionsrinne bei la Ferrière das breite Fächergewölbe des Pouillerel von dem ca. 1000 m hohen leichtgewellten

[1]) Gérard, Cap., a. a. O.

Plateau. Die von hier aus sich allmählich verbreiternde Fläche läuft schliesslich ostwärts in mehrere Sporne aus, die sich im Berner Jura als scharf hervortretende selbständige Ketten entwickeln. Diese Auflösung des östlichen Plateaurandes kennzeichnet den inneren Bau.

Die Freiberge gehören tektonisch durchaus dem Kettenjura an, morphologisch bilden sie eine gegen W geneigte Rumpffläche, in der die Antiklinalen durch eine intensive Denudationstätigkeit nahezu auf gleiche Höhe mit den unvertieften Synklinalen abgetragen sind. Nur mit ca. 100—150 m relativem Höhenunterschied durchziehen die widerstandsfähigen Malm- und Doggerkalke als Härtlinge in langgestreckten Rücken das Gebiet der Freiberge. Mürbere Zwischenlagen sind zu Mulden ausgewaschen. Über das Plateau breitet sich eine in ihrer Mächtigkeit wechselnde Decke rezenter und diluvialer Lehme, die zusammen mit geringen Resten tertiärer Ablagerungen kaum eine erspriessliche Wiesen- und Weidewirtschaft ermöglichen. Wo die Lehmdecke fehlt, bestimmen auch sofort die Karsterscheinungen den landschaftlichen Charakter. Über das flusslose Gebiet liegen zahlreiche Dolinentrichter verstreut. In den geschlossenen Becken sammelt sich das Wasser oft zu einem seichten Tümpel oder verrinnt in den zahlreichen Torfmooren. Der lockere Wald ist parkähnlich (*paturâge boisé*) über die Landschaft verteilt und die von schattigen Tannen umgrenzten Waldwiesen sind den Vieh- und Pferdezüchtern dieser Gegend willkommen. Die Sennerei und die Einführung der Uhrenindustrie in die städtischen Charakter tragenden Orte von Saignelégier, le Noirmont und les Bois verschaffen neben zahlreichen Kraftwerken und Sägen im waldigen Doubstal der Bevölkerung Lebensunterhalt und Verdienstmöglichkeit.

c) Der zentrale Rumpfkettenjura.

In dieser Juralandschaft tritt die Diskordanz zwischen innerem Bau und Oberflächengestalt noch auffälliger zutage als in den früher genannten Gebieten. Gehört die heutige Formung der Oberfläche im Plateaujura mitsamt den Freibergen nach Davis einem ersten Erosionszyklus an, so hat der zentrale Rumpfkettenjura das Stadium einer vollständigen Verebnung hinter sich und befindet sich bereits in einem zweiten Erosionszyklus. Die meisten Flüsse haben sich in ihrer Laufrichtung stark eingetieft, unbekümmert um die innere Struktur. Oft queren sie verschiedene Ketten, oft haben sie ihr Flussbett direkt auf dem Scheitel eines Gewölbes angelegt oder pendeln längs demselben von einem Schenkel zum

andern. Dadurch werden aus der Hochfläche Höhenzüge herausmodelliert, die ihre Entstehung allein einer intensiven Denudations- und Erosionstätigkeit verdanken, und die Rumpflandschaft wird durch neue Täler und neue Ketten (*Rumpfketten*) gegliedert. Diese Erscheinungen treffen jedoch nicht für das ganze Gebiet zu, indem Nachbarteile verschiedene Entwicklungsstadien aufweisen und damit Übergangsglieder zum Ketten- und Plateaujura werden.

Die Ausdehnung des Rumpfkettenjura ist durch grosse Tiefenlinien augenfällig bestimmt. Schon bei der Besprechung des südlichen und mittleren Hochkettenjura haben wir die wichtige Transversallinie: Bellegarde-Nantua erwähnt.

« Il est remarquable qu'en face de la torsion du Vuache les chaînons plus occidentaux subissent localement une torsion en sens inverse, c'est à dire vers l'Ouest; c'est à cette torsion qu'est due en partie la vallée transversale (cluse) qui traverse la Chaîne de Nantua à Bellegarde et que suit le chemin de fer des Dombes »[1]).

Nördlich dieser tiefen Talfurche erhebt sich das forstbedeckte, von der Semine und Valserine umschlossene Plateau von Champfromier, aus dem die Kette der Crêt Chalam (1492 m) und Crêt au Merle (1450 m) ausstreicht.

Vom langgestreckten Grenztal der Valserine an westwärts gewinnt die Landschaft mehr und mehr den typisch jurassischen Plateaucharakter. Weithin eine wellige, wasserarme Fläche. In den Talmulden kümmerliche Rinnsale, die nach kurzer Laufstrecke in einem der zahlreich auftretenden Dolinentrichter oder Karstwannen versickern. Aus dem grünen, weichen Grasteppich bleckt an zahllosen Stellen kahles Gefels.

« Apre et rude pays, désolé et sinistre l'hiver, les combes s'animent et s'égayent par instant, du tintement des clochettes et du mouvement des troupeaux. Le chalet, très rustique, fume au milieu des pâturages. La montagne se réveille; cependant, la teinte sombre des sapins, l'aridité des crêts rocheux et abrupts lui conservent un aspect sévère et mélancolique »[2]).

Quer durch dieses Gebiet zieht die Bienne ihre willkürlichen Schlingen. In ihrer tiefen Schlucht, an der Mündung des Tacon liegt inmitten einer wildromantischen Landschaft der Hauptort der Landschaft, das langgestreckte, von steilen Felswänden eingeklemmte Städtchen St. Claude als Handelszentrum dieses Gebietes.

---

[1]) Notice explicative de la feuille de Nantua, de la carte géologique détaillée de la France.

[2]) Chambard, C., La Montagne jurassienne. Lons-le-Saunier. 1914, p. 19.

Trotz der intensiven Zerschneidung der Rumpffläche ist die Landschaft des zentralen Rumpfkettenjura wenig durchgängig. In kurzem, gestrecktem Lauf rauschen die gefällsreichen Bäche tiefen Talschluchten zu, die das Gebiet umranden. Die Unwirtlichkeit des Landinnern und die hohen, steilabfallenden Bergfronten halten grosse Verkehrslinien fern. Einer der hervorstechendsten Züge in der Topographie des südlichen und zentralen Plateaujura ist der westliche Steilhang der Berge von Apremont und Macretet. Er trennt stets die etwa 1000 m hoch gelegenen Plateauflächen im O von den nur selten 700 m aufragenden Bergrücken im W[1]) und bildet daher auch von Nantua gemeinsam mit dem Aintal bis Chatillon am Fusse der Kette Forêt de Leuthe die Westgrenze des zentralen Rumpfkettenjura.

Der nördliche Teil der Landschaft zwischen dem Ain und der Bienne vermittelt orographisch zum benachbarten Plateaujura. Von la Chaux-des-Prés weitet sich zwischen den auseinanderstrebenden Ketten des Forêt de la Chaux du Dombief und du Mt Noir die zusammengedrückte Synklinale nordöstlich zur breiten Wanne von St. Laurent. In ihr liegt der zerlappte Lac de l'Abbaye, ein Karstsee, dem nebst andern seiner Umgebung der oberirdische Abfluss fehlt.

d) Der Hügeljura.

Der schmale Kettenrand der „Zone du vignoble" verbreitet sich südlich des scharfen Querschnitts der Vallière bei Lons-le Saunier zu einer Region parallelstreichender, schmaler und kurzer Bergrücken.

« Ces montagnes sont souvent au S sèches et arides. La pente et le déboisement excessif ont facilité le ravinement des eaux. Des débris de Forêts, des landes buissonneuses, aux touffes de buis, de genévriers et d'épines les revêtent le plus souvent »[2]).

Die Kämme erreichen mit Ausnahme der südlichen Ketten selten mehr als 800 m. Die in den oberen Partien verkarsteten Hänge stufen sonnbestrahlte Rebterrassen. Das Innere der vielzergliederten Landschaft zeigt oft eine lokale, reiche Verästelung des Flussnetzes (Arinthod, St. Julien). Die Sammelrinnen des Surand und der Valouse ordnen sich in ihrer Flussrichtung dem allgemeinen nordsüdlichen Gebirgsstreichen ein. Sie streben in flachen Längstalfurchen, stark mäandrierend, dem Ain zu, der von Coisia bis Pont-d'Ain die waldarme und nur mit dürftigen

[1]) Machaček, F., a. a. O., p. 50.
[2]) Chambard, C., a. a. O., p. 34.

Acker- und Wiesenflächen bebaute Landschaft quert. Die nüchternen, unfreundlichen Ackerbausiedlungen erfahren durch das Hereintragen südländischer Bauformen aus dem Saône-Becken einige Belebung. Sonst aber umfängt den Wanderer eine weichträumerische, traurig stimmende Einsamkeit; dem Auge mangeln lebhafte, heitere Akzente in der Natur. Der Charakter grösserer Marktflecken kommt einzig Arinthod und Orgelet zu. Das letztere Städtchen nördlich der eigentümlichen, vermutlich auf Anzapfung beruhenden Umkehr der Valouse, thront weithin sichtbar auf einer der niederen Bodenschwellen, welche die abflusslose, gegen den Plateaujura zu offene Wanne der Torreigne umranden.

Südlich des Ain, vom übrigen Jura durch die schottererfüllte Talmulde des Oignin und die tektonisch bedeutsame Grabenlinie Tenay-Pugieu abgetrennt, behält die Landschaft die reiche Gliederung in Rücken und Kuppen bei. Die Streichungsrichtung erfährt aber im Klusental von Ambérieu–St. Rambert einen deutlichen Knick. Die von kurzen Flussläufen zerschnittenen Bergketten ziehen nun in nordwest-südöstlicher Richtung der tiefen Talfurche des Furans entlang. In stetig sich verringernder Zahl streichen sie schliesslich im Mgne d'Izieu spornartig aus, umspült von den Wassern der Rhone, die hier im bekannten „Knie" aus SO scharf nach NW umbiegt.

Die verkarsteten, kümmerliches Buschwerk tragenden Einzelberge steigen hier bis zu Höhen von 1200 m an. Ihr Fuss ist von mächtigen Schutt- und Sturzmassen umhüllt, die an den hohen, zurückwitternden Felswänden dauernd ansteigen. Steinige Talgründe mit einzelnen Rebgärten und mageren Wiesen, wo in armseligen, geduckten, im Grau der Schuttmassen kaum zu unterscheidenden Wohnstätten genügsame Menschen hausen, fügen sich zu einem Bild düsterer Melancholie.

Der Jura gliedert sich somit in folgende Teillandschaften:

1. Die östliche Hochkettenzone.
   a) der südliche Hochkettenjura
   b) der mittlere Hochkettenjura
   c) der nordöstliche Hochkettenjura

2. Die nördliche Tafelzone.
   a) der Elsgauer Jura
   b) der Basler und Aargauer Tafeljura

3. Das westliche Plateaugebiet.
   a) der Plateaujura
   b) die Freiberge
   c) der zentrale Rumpfkettenjura
   d) der Hügeljura.

B. Die Bestimmung der Flussdichte.

1. Die verschiedenen Methoden und ihre Anwendbarkeit.

Penck hat erstmals 1894 in seiner „Morphologie der Erdoberfläche“[1]) auf das Problem der Dichte des Flussnetzes aufmerksam gemacht. Er versucht die Gewässerdichte zahlenmässig wiederzugeben, indem er die zwischen den einmündenden Nebenläufen liegenden Teilstrecken der Flüsse und Bäche misst. Je kleiner diese Teilstrecken sind, um so grösser ist die Flussdichte.

Penck mag damit einen Hinweis auf die Anordnung der Gewässer gegeben haben, aber wohl nicht eine Methode zur Bestimmung der Flussdichte innerhalb einer Landschaft, weil das ganze Gebiet der Wasserscheiden von der Betrachtung ausgeschlossen bleibt. Etwas später gab Neumann dann eine zutreffende und für weitere Untersuchungen brauchbare Definition der Flussdichte. Er schrieb: „Flussdichte ist nun ganz entsprechend dem Begriffe der Volksdichte — der Quotient aus der Länge aller natürlichen Wasserläufe des betreffenden Flussgebietes durch das Areal desselben oder kürzer: die Flusslänge auf der Flächeneinheit, dem Quadratkilometer.“[2]) Mit dieser Begriffsbestimmung hat er die praktische Durchführung seiner Methode in der Untersuchung der „Dichte des Flussnetzes im Schwarzwald“ gezeigt.

Alle folgenden Arbeiten über Gewässerdichte lehnen sich nun mehr oder minder stark an die Definition Neumanns an. So fand sie Anwendung in der schätzungsweisen „Bestimmung der Gesamtlänge der fliessenden Gewässer im Königreich Bayern“ von Jos. Spöttle[3]). Dieser traf eine willkürliche Auswahl einzelner typischer Bach- und Flussgebiete mit Rücksicht auf die geologische Beschaffenheit des Landes, berechnete die Flussdichte derselben und ermittelte dann durch eine vorsichtige Verallgemeinerung die Flussdichte ganz Bayerns.

Die Arbeit von Spöttle fand eine Besprechung von H. Gravelius[4]). Diesem scheint es wünschenswert, „neben der Verteilungsdichte auch noch die Anordnungsdichte zu betrachten“, d. h. es sei auch der mittlere Abstand je zweier aufeinanderfolgender Zuflussmündungen sowohl beim Hauptfluss des Gebietes, wie auch bei den Nebenflüssen verschiedener Ordnung zu berücksichtigen.

---

[1]) Morphologie der Erdoberfläche. I. Stuttgart 1894, p. 365.

[2]) Die Dichte des Flussnetzes im Schwarzwald. Gerlands Beiträge zur Geophysik, IV, Leipzig 1900, p. 222.

[3]) Jahrb. d. k. bayr. hydrotechn. Bureau, München III, 1901.

[4]) Die Flussdichte in Bayern. Zeitschr. f. Gewässerkde., V, 3.

In seiner „Flusskunde“[1]) weist er besonders noch auf die grosse Wichtigkeit von Untersuchungen über die Flussdichte hin, indem diese einen ganzen Komplex physischer Tatsachen erkennen lassen, welche „für das Werden und Leben eines Flussnetzes und seiner Elemente“ bestimmend sind.

Der Forderung einer Vermischung der Methoden von Neumann und Penck wurden spätere Flussdichteuntersuchungen gerecht. So hat Feldner[2]) die Grösse der einzelnen Bodenflächen ermittelt, die von Wasserfäden umsponnen werden, wobei er die gegen die Wasserscheiden zu unabgegrenzten Flussnetzmaschen durch eine willkürliche direkte Verbindungslinie zwischen den Quellpunkten schliesst. Die Flussdichte ist dabei abhängig von der wechselnden Grösse der einzelnen Flussnetzmaschen. Dem Vorwurf, den Feldner Pencks Vorschlag zur Ermittlung der Flussdichte entgegenhält, es fehle die so wichtige Beziehung zur Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes, ist auch er selbst nicht entgangen. Wenn er an einer konsequenten Durchführung der Abgrenzung seiner Flussnetzmaschen festhält, so ist damit seine Ansicht, „die abflusslosen Gebiete der Wasserscheiden können so an die Nachbargebiete ungezwungen angegliedert werden“, nicht vereinbar. All die grossen Sammelgebiete der Quellen und die weiten Flächen ohne oberirdischen Abfluss sind bei Feldner unberücksichtigt geblieben.

Rasehorn[3]) hat im wesentlichen die Methode Feldners beibehalten, nur grenzt er seine Flussnetzmaschen nicht durch gerade Verbindungslinien der Quellpunkte ab, sondern schliesst die offene Seite seiner Maschen „durch die Wasserscheide und den aus der Karte oft deutlich ersichtlichen Talweg“ ab; „wo dieser fehlt, tritt zwischen Quellpunkt und Wasserscheide eine künstliche Begrenzung ein, die möglichst dem kürzesten Wege zur Wasserscheide folgt.“ Dieses Verfahren beseitigt den Mangel Feldners, doch muss gesagt werden, dass die Maschengrösse dadurch einer stark willkürlichen Abgrenzung unterliegt. Bestimmt Rasehorn seine Flussnetzmaschen dann noch derart, dass er die mittlere Maschengrösse als Quotient aus dem Flächeninhalt eines Fluss- oder Bachgebietes durch die Anzahl der Maschen berechnet, so werden die Durchschnittswerte derart grob, dass feinere, örtliche Unterschiede in der Flussnetzverteilung nicht zur Geltung kommen.

---

[1]) Flusskunde. Berlin 1914, p. 15 ff.

[2]) Die Flussdichte und ihre Bedingtheit im Elbsandsteingebirge. Diss. Leipzig 1903.

[3]) Die Flussdichte im Harze und in seinem nördlichen Vorlande. Zeitschr. f. Gewässerkde., p. 5 ff.

Die Untersuchungen des Gewässernetzes im Gebiete der Ahr, Erft und Roer hat Wolff[1]) nach der Feldner-Rasehorn'schen Methode und zum Vergleich auch nach dem Verfahren Neumanns durchgeführt. Er gelangt wohl durch die erstere Methode zu einem schärferen Gegensatz der Flussdichte in den einzelnen Gebietsteilen, aber auch seiner Arbeit haften die Mängel an, die bei Feldner und Rasehorn festgestellt wurden.

Bei den „Vergleichenden Untersuchungen über Flussdichte", die Puls in unterschiedlichen, einander fernen Gebieten vorgenommen hat, greift dieser wieder auf die Definition Neumanns zurück, indem er das Areal eines Messtischblattes zur gesamten Länge aller Flussläufe dieser Fläche in Beziehung setzt. Da er von vorneherein auf eine Begründung der örtlichen Unterschiede in der Flussdichte verzichtet und bloss auf Vergleichswerte ausgeht, so ist für ihn die Maschengrösse bedeutungslos. Er benützt zur Darstellung der Flussdichte die Methode von Henkel-Böttcher[2]). Diese schlugen vor, zur Berechnung der Dichte eines Eisenbahnnetzes den Flächeninhalt des betreffenden Landes in quadratischer Gestalt darzustellen und darin ein Netz von Quadraten zu zeichnen, in dem die Summe aller horizontalen und vertikalen Linien der gesamten Schienenlänge der betreffenden Landfläche entspricht. Die Anwendung dieser Methode zur Bestimmung der Flussdichte, bei der natürliche Verhältnisse auf rein mathematisch, konstruktivem Wege zur Darstellung gelangen und die Anlage des Flussnetzes keine Berücksichtigung findet, schien mir im Hinblick auf die Eigenart meines Untersuchungsfeldes ungeeignet.

Eine neue und den lokalen Verhältnissen Rechnung tragende Einteilung hat dann Suerken[3]) angewandt. Durch die Unmöglichkeit einer genauen Festlegung der Wasserscheiden zur Abgrenzung der Flussgebiete wurde er dazu geführt, „als Teilgebiete die geometrisch einfach gestalteten durch Gradnetzlinien umgrenzten Gradnetzmaschen"[4]) zu wählen. Er legte damit über sein Untersuchungsgebiet ein Netz von Trapezen, deren Grundlinien mit je zwei Längenminuten und Seitenlinien mit je einer Breitenminute einen Flächenraum von 4.2 km² einschlossen. Sein Flussdichtewert ist dann gleich dem Quotienten aus der Flusslänge innerhalb

[1]) Die Flussdichte im Gebiete der Ahr, Erft und Roer. Diss. Bonn 1912.

[2]) Berechnung der Dichte des Eisenbahnnetzes. Geogr. Zeitschr. VI, 1900, p. 220, 705.

[3]) Die Flussdichte im östlichen Teile des Münsterschen Beckens. Diss. Münster 1909.

[4]) Ebenda, p. 13.

eines solchen Trapezfeldes durch das Areal desselben. Suerken fand durch diese Einteilung einen ausreichenden Genauigkeitsgrad seiner Flussdichtewerte, um ein eingehendes Detailstudium der charakteristischen Flussdichte eines Gebietes zu ermöglichen.

Schäfer[1]) ist in seiner Untersuchungsmethode über die „Flussdichte zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge" im wesentlichen Suerken nachgefolgt, wobei er jedoch die Gradnetzmaschen fallen liess und ein quadratisches Maschennetz von 2 km Seitenlänge wählte. Seine Maschencinheit beträgt somit 4 km².[2])

Neben diesen speziellen Arbeiten über Flussdichte wurde diese schon oft in ihrer Abhängigkeit und Bedeutung für die Gestaltung der Erdoberfläche in der geographischen Literatur angeführt. Ausser Penck[3]) haben auch de Lapparent[4]) und Brückner[5]) darauf hingewiesen, wie die Dichte des Flussnetzes von der Durchlässigkeit des Gesteins und dem Klima abhängig ist. In neuerer Zeit wird der Flussdichte und der mit ihr in Beziehung stehenden *Taldichte* namentlich in der Morphologie zur Erklärung der Oberflächengestaltung eines Landes vermehrte Aufmerksamkeit geschenkt. Der Begriff: Taldichte als der umfassendere ist in seiner Bedeutung nicht identisch mit jenem der Flussdichte und der Unterschied zwischen beiden tritt im Jura besonders deutlich hervor. Nicht jeder Talgraben enthält einen Flusslauf; das Wasser ist versickert oder hat sich ein anderes Bett ausgesucht. Der beständige Wechsel und die Schaffung neuer Flussrinnen hat natürlicherweise eine Verdichtung des Talnetzes zur Folge. Alten Talgräben fügen sich neue zu. Damit zeigt sich das gegenwärtige Talnetz als Ergebnis der Neben- und Übereinanderlagerung zeitlich verschiedener Flussysteme, während das heutige Flussnetz und mit ihm die Flussdichte nur als Gegenwartsbild der Ausbreitung und Wirksamkeit erodierender Kräfte im grossen „Erosionszyklus" zu betrachten ist.

Die verschiedene „*Textur*" (Taldichte) einer Landschaft bringt Davis[6]) mit dem Reifestadium derselben in Verbindung. Nach

[1]) Die Flussdichte zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. Diss. Münster 1912.

[2]) Als neuere Arbeit wäre noch die nach der Methode von Neumann behandelte Untersuchung über die „Flussdichte im Gebiete der oberen und mittleren Saale" von H. Sauerbier, Jena 1918, zu erwähnen.

[3]) A. a. O.

[4]) Leçons de géographie physique. Paris 1896, p. 191.

[5]) Die feste Erdrinde und ihre Formen. Wien 1897, p. 209.

[6]) Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig 1911, p. 87.

Passarge[1]) „hängt nun aber die Taldichte nicht bloss von der Dauer der Erosionswirkung, sondern ganz wesentlich auch von der Gesteinsbeschaffenheit, der Vegetationsdecke und der Regendichte ab". Von der Taldichte wird aber auch die Wirkung der Erosionskräfte bestimmt, ja Alb. Heim[2]) misst ihr die Bedeutung eines der hauptsächlichsten bestimmenden Faktoren des Gebirgsabtrages unter Ausbildung einer Gipfelflur in den Alpen zu. Auch Philippson[3]) ist der Ansicht, dass die Fluss- resp. Taldichte auf die Erniedrigung und Umgestaltung der Bergrücken von erheblichem Einflusse sei; er hält sie deshalb auch von entschieden grosser morphologischer Bedeutung.

2. Das Verfahren in vorliegender Arbeit.

Bei der kritischen Betrachtung der verschiedenen Methoden zur Bestimmung der Flussdichte lassen sich die bisher erschienenen Arbeiten in zwei Gruppen teilen, die alle, wie früher schon bemerkt, die Definition Neumanns über die Flussdichte als Grundlage benützen. Die eine Gruppe, der Neumann, Feldner, Rasehorn und Wolff zugehören, bildet die Fäden des Maschennetzes, das über das Untersuchungsgebiet gelegt wird, aus den Flussläufen und Wasserscheiden oder kurz, aus natürlichen Grenzlinien. Suerken und Schäfer aber, teilweise auch Puls, breiten über ihr Arbeitsgebiet ein von verschiedenen Faktoren bedingtes, jedoch willkürlich geometrisches Maschennetz aus, und suchen dadurch, dass sie immer dieselbe Flächeneinheit als Mass benützen, jede örtliche Verschiedenheit der Flussdichte zu erfassen. Es ist dies eine Methode, die sicher in allen Fällen anwendbar und geeignet ist, den Forderungen der Flussdichteuntersuchungen in völlig ausreichendem Masse zu entsprechen im Gegensatz zu dem Verfahren mit den *natürlichen* Flussnetzmaschen, deren Grenzen genau festzustellen in vielen Fällen unmöglich ist. Denn die *orographische* Wasserscheide ist nicht immer diejenige Grenze, die das Niederschlagswasser verschiedenen Flussgebieten zuweist. Oft kann die *geologische* Wasserscheide, die durchaus nicht immer mit der *orographischen* zusammenfällt, den versickerten

[1]) Die Grundlagen der Landschaftskunde I, III. Hamburg 1919, p. 52, 97, 269, 295, 518, 519. — Physiologische Morphologie. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, XXVI, 1912, p. 157, 322.

[2]) Über die Gipfelflur der Alpen. Geol. Nachlese 27. Vierteljahrschr. Nat. Ges. Zürich 1922.

[3]) Grundzüge der Allgemeinen Geographie. II. Bd. Leipzig 1924, p. 94, 149, 382.

Niederschlag grosser Gebietsflächen jenseits der Kammlinie eines Bergrückens den Quellen diesseitiger Flussläufe zuführen. Wird dann die Wasserscheide ohne jede Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse zur Abgrenzung des Flussgebietes, resp. der Flussnetzmasche benützt, so schwächt das flusslose Quellgebiet in unrichtiger Weise den Flussdichtewert der jenseitig benachbarten Teilfläche. So zwang mich schon von vornherein die Natur des Untersuchungsfeldes, wo sich im Plateaujura weite Flächen oberirdisch abflussloser Gebiete ausdehnen, dazu, das Verfahren von Suerken im Prinzip zu verwenden.

Für die Bestimmung der Flussdichte wählte ich im Gegensatz zu den Gradnetzmaschen von Suerken, deren Flächeninhalt von einer Breitenminute zur andern neu bestimmt werden muss, aus praktischen Gründen ein einheitliches Quadratmaschennetz. Es ist nun eine erste Aufgabe, die dem Gebiet entsprechende und zweckmässige Maschengrösse zu finden, denn gleichzeitig soll der Verlust genauer Detailwerte durch die Verwendung zu grosser Maschen vermieden und auch die unverhältnismässig starke Vergrösserung flussfreier Gebiete durch den Gebrauch zu kleiner Maschen verhindert werden. Ich nahm deshalb zur Bestimmung der Maschengrösse den Vorschlag von Gravelius über die Anordnungsdichte auf, indem ich die durchschnittliche Entfernung zwischen den Mündungsstellen zweier benachbarter Wasserläufe in vier völlig wesensfremden Flussgebieten meines Untersuchungsfeldes bestimmte. Ich wählte daraus meine Quadratmasche zu 2 km Seitenlänge.

Flussgebiet	Flusslänge in km	Anzahl der Zuflüsse	Durchschnittl. Entf. d. Zuflüsse in km
Ergolz . . . . . (Tafeljura)	29,7	34	0,84
Birs . . . . . (Faltenjura)	72,7	80	0,93
Loue . . . . . (Plateaujura)	87,4	24	3,64
Ain . . . . . (Hügel- u. Rumpfkettenjura)	152,5	59	2,58
		Mittelwert:	2,00 km

Nach der Forderung A. Böhms[1]), wonach Gebirge durch Tiefenlinien zu umgrenzen sind, suchte ich durch Verfolgung der

[1]) Einteilung der Ostalpen. Geogr. Abhandl. I, 3. Wien 1896.

von Natur aus gegebenen Tallinien meines Gebietes eine willkürlich geometrische Abgrenzung zu vermeiden. Ich konnte dabei nicht hindern, dass sehr oft meine Gebietsgrenze mit Wasserläufen zusammenfällt (ca. $^3/_4$ der Gesamtgrenze), eine Tatsache, vor der sich Schäfer so ängstlich hütete. Es ist wohl richtig, dass der Flussdichtewert einer solchen Grenzmasche, durch die der Grenzfluss zieht, je nach der dem Untersuchungsgebiete zugehörigen Fläche einen unverhältnismässig hohen oder niederen Wert annehmen kann. Hat man sich aber einmal zur Anwendung eines einheitlichen Flächenmasses entschlossen, so ist es nicht einleuchtend, warum dann in den Randfeldern Dutzende von verschiedenen Flächenmassen benützt werden sollen, um damit ungenaue Dichtewerte zu erlangen. Zweckentsprechend einer einheitlichen Durchführung breitete ich mein Quadratnetz über die Gebietsgrenzen aus und berechnete den Flussdichtewert dieser Grenzfelder in genau derselben Art wie jene im Gebietsinnern. Ich erhielt dadurch die einzig wahren Werte der Gewässerdichte in der Grenzzone, ohne darum meiner Gebietsgrenze den treppenförmigen Verlauf des Maschennetzes zu geben, wie es Schäfer vorschlägt. Da die Quadratmaschen maximal 2 km in das benachbarte Gebiet hineinreichen, so würde dadurch die Grenze nicht nur wieder ihren natürlichen Charakter verlieren, sondern auch die Gesamtfläche ungerechtfertigt stark vergrössert.

Das ganze Quadratnetz mit 4086 Feldern bedeckt eine Fläche von 16344 km², die genaue Planimetrierung innerhalb der früher genannten Grenzlinie ergab 15427 km².

Von den fliessenden Gewässern wurden alle jene gemessen, die als selbständige Flussläufe auf der Karte festgestellt werden konnten. Alle der Wirtschaft oder Technik dienenden Wasserläufe, wie Bewässerungsgräben, Kanäle von Fabriken, Mühlen und Sägewerken und Altwässer wurden von der Betrachtung ausgeschlossen. Kleinere Weiher und Staubecken gelangten, wenn sich ein natürlicher Zu- und Ablauf vorfand, wie Bachläufe zur Vermessung; so auch der Lac de Brenets, ein durch Bergsturz gestauter und ertrunkener Talabschnitt des Doubs. Eine besondere Schwierigkeit in der Auswahl der zu messenden Flussläufe bot sich bei den mannigfachen Flussverzweigungen wie an der Aare und Rhone. Um die Hauptrinne festzustellen, diente mir neben dem Stromstrich die Departementsgrenze, die in ihrer Richtung zumeist der ältesten und bedeutendsten Wasserrinne folgt. Die Ausscheidung von Flussläufen, die nur während kurzer Zeit des Jahres Wasser führen — eine im Jura häufig auftretende

Erscheinung — konnte leider nicht erfolgen. Die zur Verfügung stehenden Karten gaben darüber keinen genügenden Aufschluss.

Die nicht unbeträchtlichen Seengebiete im Innern und am Aussensaum des Untersuchungsfeldes erforderten eine besondere Behandlung. Die Flussdichtekarte gibt ein Bild von der Ausbreitung gegenwärtig wirksamer Erosionskräfte auf der Erdoberfläche. Der Erosionskraft der Flussläufe ist im lokalen unteren Denudationsniveau der betreffenden Landschaft eine Grenze gesetzt; die Erosionswirkung kann durch einen See örtlich aufgehoben werden. Die in und an meinem Untersuchungsfeld auftretenden Seen sind als solche lokale untere Denudationsniveaus aufgefasst. Da im Ausmass der Seefläche zumeist der Erdboden einer Einwirkung der Erosion des fliessenden Wassers entzogen ist und zudem die Seen nicht einfach der übrigen Gebietsfläche zugeteilt werden können, zog ich von dem Areal der betreffenden Quadratmaschen den auf sie entfallenden Seeteil ab. Der Flussdichtewert wurde sodann auf die noch vorhandene Bodenfläche verrechnet. Es entfällt damit auf die Seen überhaupt kein Dichtewert, während den Uferzonen die ihren Gebieten entsprechende Flussdichte zukommt.

Besonders wünschenswert zeigte sich im Laufe der Untersuchung die Kenntnis der Abflussverhältnisse der Juraflüsse, um die Wassermengen aus Gebieten mit zahlreichen kleinen Quellrieseln und solchen mit spärlichen, aber grossen Flussquellen in Vergleich setzen zu können. Leider waren aber darüber keine ausreichenden Angaben zu erhalten, da diesbezügliche Studien bisher noch gar nicht oder nur in geringem Masse unternommen wurden.[1])

Die Flächenmessungen, unter jeweiliger Änderung der Bewegungsrichtung mit dem Kompensationsplanimeter von Coradi (Zürich) durchgeführt, ergaben als arithmetisches Mittel aus 4 Werten einen Genauigkeitsgrad bis zu $^1/_{100}$ km^2. Die dreifache Messung jedes Flusslaufes des Gebietes mit dem Curvimeter von Vuillemier (Renans) bewegte sich in der Fehlergrenze von drei Skalenteilen, d. h. von 75 m resp. 150 m, infolge Verwendung von Karten verschiedenen Masstabes. Die zweite Dezimale des Flussdichtewertes kann noch als zuverlässig gelten.

Als Grundlage meiner Untersuchung dienten:

1. Sämtliche Jurablätter des schweizerischen Siegfriedatlasses 1 : 25000 (Anzahl: 135).

2. Die Jurablätter der Carte de la France dite de l'Etat-Major 1 : 80000 in der Vergrösserung 1 : 50000 (Anzahl: 34).

3. Die badischen Messtischblätter (1 : 25000): Göhrwil, Laufenburg und Waldshut zur Bestimmung einiger Grenzfelder.

[1]) Brockmann-Jerosch, H., Die Vegetation der Schweiz. Beitr. z. Geobot. Landesaufnahme 12. Zürich 1925, p. 156ff.

Für das französische Gebiet standen mir nur Typen-Karten zur Verfügung, die in den Jahren 1893—1913 revidiert, durch ihren schlechten Druck und infolge der rohen und gleichartigen Signatur der Flussläufe und Verkehrswege eine oft recht mühsame und zeitraubende Bearbeitung beanspruchten.

3. Die Ergebnisse.

Die Zahlentabelle (siehe Tafel VI) zeigt die Werte jeder Einzelmasche. Die Zahlen bedeuten die Flusslängen in Kilometern, bezogen auf einen Quadratkilometer der Fläche. Der Ausgangspunkt des Quadratnetzes liegt nach der Gradeinteilung der schweizerischen Siegfriedkarte 61500 m östlich und 75500 m nördlich vom Meridian der Stadt Bern. Die Quadratfelder sind fortlaufend numeriert, O-W mit arabischen, N-S mit römischen Ziffern.

Die Zusammenstellung und der Vergleich der verschiedenen Juralandschaften mit ihren zugehörigen Werten wirkt überraschend, und es zeigt sich darin deutlich die Individualität der jurassischen Teilgebiete.

Teilgebiete*)	Fläche in km²	Flussdichte		
		Mittel	Minimum	Maximum
Basler u. Aargauer Tafeljura	658	1,22	0,00	2,81
Elsgauer Jura . .	749	0,47	0,00	2,13
Nordöstlicher Hochkettenjura . . .	2569	0,78	0,00	2,81
Mittlerer Hochkettenjura . . .	1370	0,47	0,00	2,79
Südlicher Hochkettenjura . . .	1756	0,66	0,00	2,98
Plateaujura	4599	0,31	0,00	2,14
Freiberge	254	0,34	0,00	1,50
Hügeljura	1818	0,52	0,00	1,80
Zentraler Rumpfkettenjura . . .	1654	0,57	0,00	2,29
Gesamtgebiet . . .	**15427**	**0,54**	**0,00**	**2,98**

Der grosse Unterschied der Flussdichte in den einzelnen Landschaften tritt am augenfälligsten in Erscheinung beim Vergleich benachbarter Gebiete. Vor allem sticht die hohe Zahl 1,22 des

*) Bei der Abgrenzung der Teillandschaften zur Ermittlung der entsprechenden Flussdichtewerte wurden die davon berührten Quadratmaschen sowohl dem einen wie dem andern Nachbargebiet zugezählt.

Basler und Aargauer Tafeljura aus der Reihe der Flussdichtemittel hervor. Alle anderen Landschaften bleiben bedeutend unter diesem Betrage. Der nahe Elsgauer Jura weist nur eine mittlere Flussdichte von 0,47 auf, einen Wert, der auch dem mittleren Hochkettenjura zukommt. Auf diesen entfällt das Minimum innerhalb der Hochkettenzone, die trotz dem gleichartigen geologischen Bau in ihren Landschaften sehr verschiedene Flussdichtewerte enthält. Mit der Flussdichte von 0,78 kommt der nordöstliche Hochkettenjura in engste Nachbarschaft zu dem Tafeljura. Einen ausserordentlich niederen Betrag weisen die Plateaulandschaften auf (0,31 und 0,34).[1]) Der Hügel- und der zentrale Rumpfkettenjura sind in ihrem Charakter als Übergangsgebiete auch aus dem Flussdichtemittel erkennbar.

Die Reihe des Flussdichteminimums zeigt, dass jede Juralandschaft eine oberirdisch abflusslose Fläche in grösserem oder kleinerem Umfange besitzt.

Differenzierter erweisen sich die Maximumzahlen, die scheinbar in keinem Abhängigkeitsverhältnis mit dem zugehörigen Flussdichtemittel stehen. Der Basler Tafeljura verliert seine Vorrangstellung. Sein Wert (2,81) wird erreicht vom nordöstlichen Hochkettenjura. Das extreme Maximum der Flussdichte verzeichnet der südöstliche Jurateil (2,98). Die Mittellandschaft der Hochkettenzone steht mit ihrem Maximalwert hinter ihren beiden Nachbargebieten zurück. Sie erreicht allerdings den Wert von 3,67 in einer Randmasche, die jedoch grösstenteils ausserhalb des Jura liegt. Die Freiberge mit einem Maximalbetrag von 1,50 weisen im Zusammenhang mit ihrer geringen Flussdichte auf ein weitmaschiges Gewässernetz hin gleich wie der Hügeljura (1,80). Auffälliger ist der Kontrast der Flussdichte im ausgedehnten Plateaujura, wo neben einem sehr geringen Mittelwert das Maximum von 2,14 auftritt. Es lässt sich daraus der Schluss ziehen, dass das ausserordentlich lockere Gewässernetz Stellen mit einer starken Konzentration der Wasserläufe enthält. Im Vergleich dazu lässt das hohe Flussdichtemittel im Basler und Aargauer Tafeljura neben dem verhältnismässig niederen Maximum vielmehr ein in seiner Gestaltung homogenes und in Berücksichtigung seiner kleinen Fläche dichtes Flussnetz vermuten.

Der Flussdichtemittelwert des ganzen Untersuchungsgebietes beträgt 0,54. Vergleichen wir diese Zahl

[1]) Machaček hat sogar in einer beliebig gewählten Fläche des Plateaujura von 1596 km² Ausdehnung einen Flussdichtewert von nur 0,16 errechnet. Die Differenz mit meinen Werten liegt in der Verschiedenheit der untersuchten Gebietsgrösse (a. a. O., p. 140).

mit Werten, die in andern bisher untersuchten Landschaften gewonnen wurden, so zeigt sich deutlich, welch besondere Stellung der Jura hinsichtlich seines Gewässernetzes unter den Mittelgebirgen Europas einnimmt. Die Daten entnehme ich den „Vergleichenden Untersuchungen über Flussdichte" von Puls[1]).

Untersuchungsgebiete	ura	Eifel	Münstersches Becken	Elbsandsteingebirge	Glatzer Kessel	Schwarzwald	Lausitzer Granitgebirge	Attika
Flussdichte . .	0,54	0,84	0,95	0,97	1,06	1,40	1,59	1,20
Schwankung. .	0,00—2,98		0,00—4,02	0,59—1,44		0,56—2,28	1,17—2,18	

Die Zahlen dieser voneinander weit entfernten und im Klima wie im Aufbau grundverschiedenen Untersuchungsgebiete sind nicht streng miteinander vergleichbar. Im Münster'schen Becken und im Glatzer Kessel haben wir zwei hydrographische Sammelgebiete; ihnen strömen von den umgebenden Höhen alle Wässer zu. Sie müssen deshalb naturgemäss eine höhere Flussdichte aufweisen als Massenerhebungen wie Eifel und Jura, von denen die Gewässer allseits abfliessen.

Trotzdem zeigt die Zahlenreihe auffällig, wie wechselreich sich das Flussnetz über die Landschaften ausbreitet. Der geringen Flussdichte im Jura kommen die Gebiete der Eifel, des Münsterschen Beckens und des Elbsandsteingebirges in ihren Werten am nächsten. Puls vermutet, dass die Lage der Eifel im Regenschatten und das Auftreten durchlässigen Bimsteinsandes ihre unbedeutende Gewässerdichte verursacht, während das Becken von Münster durch eine ausgedehnte Plänerkalkregion zahlreiche oberirdische Wasserriesel verliert, wie das Elbsandsteingebirge durch den Quadersandstein der Kreide. Die grössere Flussdichte im Glatzer Kessel und im Lausitzer Gebirge beruht neben der orographischen Gestaltung auf der Undurchlässigkeit der Urgesteine, die am Aufbau dieser Gebiete stark beteiligt sind. Attika mit seinem mediteranen Klima, wo nur im Winterhalbjahr starke Regengüsse fallen, zeigt einen merkwürdig hohen Betrag. Charakteristisch ist, wie der Schwarzwald und der Jura in ihrer Flussdichte so stark voneinander abweichen, trotzdem sie annähernd der gleichen Klimaprovinz angehören. Ein merkwürdiges Verhältnis zeigen diese beiden Landschaften in ihren Extremwerten; desgleichen das Münster'sche Becken und das Elbsandsteingebirge. Diese Erscheinung scheint mir nicht nur in den natürlichen Ver-

[1]) A. a. O.

hältnissen, sondern auch in der Methode der Flussdichteuntersuchung begründet zu sein, wonach das geometrische Maschennetz feinere Detailwerte erfasst als es die Methode von Neumann mitsamt ihren Abänderungen zu tun vermag. Der hydrographische Charakter des Jura als Abfluss- und des Münster'schen Beckens als Zuflussgebiet tritt aus den Schwankungen ihrer Flussdichte deutlich hervor.

Ein buntes und inhaltreiches Bild gibt die *Flussdichtekarte des Jura* (vergl. Tafel IV, Fig. 1).

Dem Original liegt eine Gewässernetzkarte zugrunde, die nach der Vorlage der schweizerischen Dufourblätter II, VI, VII, VIII, XI, XII, XVI und den das Untersuchungsgebiet betreffenden französischen Karten vom Masstab 1 : 80000 im einheitlichen Masstab 1 : 100000 gezeichnet wurde. Über sie breitet sich mosaikartig das von den Messtischblättern übertragene Quadratnetz.

Eine übersichtliche und scharfe Unterscheidung der Flussdichtezahlen ist technisch begrenzt. Ich fasste daher dieselben in geeignete Gruppen zusammen:

Kilometer:

0,00		
0,01—0,05	1,01—1,50	2,51—3,00
0,06—0,50	1,51—2,00	3,01—3,50
0,51—1,00	2,01—2,50	3,51—4,00

Die Ausscheidung der Gruppe 0,01—0,05 km erfolgte aus der Erwägung, dass nur 10—50 m Flusslänge auf die Gestaltung des Gewässernetzes unbedeutend sind und einer Fläche von 1 km² Ausdehnung wohl den Charakter eines oberirdisch abflusslosen Gebietes verleihen können.

Vor allem tritt das NO-Ende des Jurasektors durch eine ungemein starke Verdichtung des Gewässernetzes hervor, die sich gleichmässig über die beiden benachbarten Landschaften des Basler und Aargauer Tafeljura und des nordöstlichen Hochkettenjura erstreckt. Längs ihrer Grenzlinie zieht sich eine Zone hoher Flussdichte hin, die über das Delsbergerbecken bis les Rangiers zu verfolgen ist. Auf der Linie Bonfol–St. Ursanne–Tavannes–Biel nimmt die Dichte plötzlich ab. Westwärts im grossen Plateaugebiet weisen nur noch die wenigen, zumeist ungegliederten und durch die Maschenreihen gut gekennzeichneten Flusstäler höhere Dichtezahlen auf. Zwischen ihnen dehnen sich weite flussleere Gebiete. Im Bereiche der Loue stossen wir wieder auf ein stärker verästeltes Gewässernetz. Die abflusslosen Flächen werden südwärts geringer. Die Dichtezahlen schwanken von 0,51 bis 2,00, besonders in den flussreichen Synklinalen der inneren Hochkettenzone. Die Region um den zentralen Rumpfkettenjura ist charakterisiert durch das Auftreten vereinzelter Maschen hoher Flussdichte, die umgeben sind von flussleeren oder doch fluss-

armen Gebieten wie z. B. bei St. Claude, les Rousses, Légna, Gigny u. a. O. Eine Häufungsstelle hoher Dichten findet sich längs dem Rhonecañon bei Bellegarde und rings um die Vuachekette. An deren Ostrand findet sich auch der Maximalwert von 3,67. In der Breite des Lac de Bourget zeigt sich das Flussnetz etwas lockerer, verdichtet sich aber wieder gegen das S-Ende des Jura bei les Echelles an einigen Orten bis zu Werten von 2,98. Der ganze Gebirgssaum ist durch seine zahlreichen Quellaustritte scharf gekennzeichnet.

Im Gesamtüberblick der Flussdichtekarte tritt deutlich eine Dreiteilung des grossen jurassischen Gebirgsbogens hinsichtlich seiner hydrographischen Gliederung hervor. Zwei radial gerichtete Schnittlinien:

Biel–Bonfol und Morez–Cuisseau
trennen die Zonen voneinander.

1. Im NO ein feingliedriges, engverzahntes Gewässernetz, charakterisiert durch den Komplex hoher Dichtezahlen.
2. In der Mitte ein grosser, den Hochketten- und Plateaujura umfassenden Bezirk mit einer ausserordentlich starken Lockerung des Flussnetzes, bei dem langgestreckte Flussläufe mit geringen seitlichen Zuflüssen ausgedehnte oberirdisch abflusslose Flächen umschliessen.
3. Im S eine Region mittlerer Flussdichte mit zerstreuten Häufungsstellen hoher Flussdichte, eng neben wasserarmen Gebieten.

C. Die Ursachen der Flussdichteunterschiede im Jura.

Die beeinflussenden Faktoren.

Die vorstehenden Ergebnisse weisen auf die Tatsache hin, dass sich im Jura die Flussdichte auf engstem Raum wesentlich ändert. Diese Schwankungen in den Dichteverhältnissen sind offenbar durch die Einwirkung verschiedenster Faktoren verursacht, welche sich in wechselreichem Masse an der Ausgestaltung des Flussnetzes beteiligen. Um das Ausmass ihrer Wirkung festzustellen, ist es notwendig, von dem Komplex der betreffenden Faktoren jeden einzelnen abzuspalten und ihn gesondert von den übrigen in seiner Bedeutung für die Flussdichte zu prüfen. Nach theoretischer Erwägung sind es vor allem deren vier, die einen Einfluss auf die Flussdichte ausüben könnten: die Niederschlagsmenge, die Vegetationsdecke, die geologischen Verhältnisse des

Untergrundes und das Entwicklungsstadium der Landschaftsformen.

1. Die Bedeutung der Niederschlagsverhältnisse auf die Flussdichte im Jura.

Die Untersuchung und Bearbeitung der Niederschlagsverhältnisse ist im Jura infolge seiner politischen Zugehörigkeit zu Frankreich und der Schweiz eine ungleiche.

Französischerseits sind die Niederschlagsverhältnisse in den „Annales du bureau central météorologique de France“[1]) aufgezeichnet und auf einer von Angot aus den Beobachtungen der Zeitperiode 1861—1890 konstruierten Regenkarte[2]) Westeuropas dargestellt. Über die klimatischen Verhältnisse im Schweizer Jura orientieren in ausführlicher Weise die „Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt“ in Zürich und das „Klima der Schweiz“[3]). Die Angaben der Regenmengen werden ergänzt durch die Regenkarte, welche Maurer für die Schweiz auf Grund der Beobachtungsperiode von 1864—1903 ausgearbeitet hat. Die Betrachtung der beiden Regenkarten zeigt jedoch, dass sie ausser der Unstimmigkeit in der Beobachtungsperiode, auch im Masstab und dem Isohyethenabstand stark voneinander abweichen. Die sehr verallgemeinerten Werte der Karte von Angot erwiesen sich für die geplanten Detailuntersuchungen als ungenügend. Die schweizerische Regenkarte war nicht zu benützen, da sich ihre Ergänzung für den französischen Jura mangels genügender Daten innerhalb des gleichen Zeitraumes als unmöglich erwies. So musste deshalb eine besondere Niederschlagskarte für das Untersuchungsgebiet angefertigt werden. Zur Bestimmung der Niederschlagsmittelwerte wurden die Regenmengen aus der Zeitperiode 1891—1910 den vorhin erwähnten Veröffentlichungen entnommen. Von 100 Beobachtungsstationen inner- und ausserhalb des Untersuchungsgebietes wiesen nur 37 eine vollständige Beobachtungsreihe auf, die übrigen waren auf benachbarte Stationen zu reduzieren (vergl. Tafel IV, Fig. 2).

Die Regenkarte des Jura zeichnet im Verlauf der Isohyethen in rohen Umrissen die Form des jurassischen Gebirgsbogens. Die Niederungen der Saône-Senke und des schweizerischen Mittellandes treten als regenarme Gebiete (80—100 cm) hervor. „Den feuchten West- und Nordwestwinden stellen sich die Kämme des Jura in den Weg und veranlassen sie zu reichlicher Kondensation.“[4]) Das sanfte Ansteigen der Gebirgsmasse von W nach O kennzeichnet sich in der Weitabständigkeit der Linien gleichen Niederschlages; beim steilabfallenden Osthang rücken dieselben

[1]) Angot, A., Pluies en France (Annales du bureau central météorologique de France). Paris 1891—1910.

[2]) Mascart, E., Mémoires (Annales du bureau central météorologique de France). Paris 1897.

[3]) Maurer, Billwiller u. Hess, Das Klima der Schweiz. 2 Bde. Frauenfeld 1909.

[4]) Ebenda, I, p. 132.

eng zusammen. Die grösste Regenmenge fällt in der Gegend von St. Laurent (über 1700 mm); doch treten auch im nördlichen Gebietsteil, wo sich der Regenschatten des Rheintalgrabens noch bis tief in den nordöstlichen Hochkettenjura und in die nördliche Tafelzone geltend macht, Inseln stärkeren Niederschlages auf.

Als die vorliegende Arbeit bereits abgeschlossen war, erhielt ich durch Prof. Brockmann-Jerosch in Zürich Kenntnis von einer Regenkarte, die Angot für den N und O Frankreichs auf Grund einer 50jährigen Beobachtungsperiode (1857—1900) in den „Annales du bureau central météorologique de France 1913" veröffentlicht hat. Auf dieser Regenkarte, die löblicherweise über die politischen Grenzen hinausgeht, kommen auch die Niederschlagsverhältnisse des ganzen Juragebietes zur Darstellung. Obwohl die von mir angefertigte Regenkarte nur auf den Werten einer 20-jährigen Beobachtungsperiode beruht, so zeigt doch der Vergleich mit der Karte von Angot, eine grosse Uebereinstimmung im Verlauf der Isohyethen. Die unwesentlichen Differenzen, wie das Fehlen einer Maximumstelle bei Pfirt und einem Minimum (?) am Doubs bei Pontarlier auf meiner Karte, sind auf die kurze Beobachtungsperiode und der in ihr enthaltenen Trockenjahre zurückzuführen. Demzufolge stehen auch meine bestimmten Mittelwerte der Jahresniederschläge hinter den Beträgen jener von Angot zurück. Eine kleine Differenz fällt ebenfalls zu Lasten des verschiedenen Isohyethenabstandes, den Angot im Bereich von 50—100 cm Niederschlag zu je 10 cm bestimmt hat. Grössere Regenmengen bringt er durch Kurven von 120 und 150 cm gleichen Niederschlages zur Abbildung. Berücksichtigt man auch, wie der Genauigkeitsgrad der Messungen durch die Beobachtungsreihe beeinflusst wird, so zeigt sich die Geringfügigkeit der Differenzen beider Regenkarten nicht nur darin, sondern kommt auch in den Worten Angots zum Ausdruck: « On pouvrait désirer encore un plus grand nombre de pluviomètres dans le Doubs, le Jura et l'Ain, départements très montagneux, où le nombre de pluviomètres se trouve tout juste suffisant et où quelques détails dans le répartition de la pluie échappent peut-etre »[1]).

Indessen hat neulich H. Brockmann-Jerosch in Zürich eine Regenkarte (1 : 200000)[2]) der Schweiz und ihrer unmittelbaren Grenzgebiete herausgegeben. In voller Berücksichtigung der Geländeformen hat er mit Verwendung zahlreicher, aber auf eine einheitliche Beobachtungsperiode meist nicht reduzierter Mittelwerte der Jahresniederschläge eine im Vergleich zu der bisherigen Regenkarte ausserordentliche Verfeinerung in der Verteilung der Niederschläge zu erreichen gesucht und hat damit auch interessante und den natürlichen Verhältnissen soweit als möglich entsprechende Ergebnisse gewonnen.

Dass nun die in Hinsicht auf die Relation von Niederschlag und Flussdichte festzustellenden Tatsachen durch die verschiedenartig bestimmten Niederschlagsmengen eine wesentliche Änderung erfahren, ist kaum anzunehmen.

---

[1]) Régime pluviométrique de la France. Annales de Géogr. XXIX. J. 20, p. 14.

[2]) Kümmerli & Frey, Bern 1924 und mit Erläuterungen in den Beitr. z. geobot. Landesaufnahme 12. Zürich 1925,

Es ist naheliegend, dem Niederschlag für die Entstehung des Flussnetzes den grössten Einfluss zuzuschreiben. Wie gering sich dieser im Jura jedoch auswirkt, geht deutlich aus der Gegenüberstellung der mittleren Flussdichte- und Niederschlagswerte in den verschiedenen Juralandschaften hervor.

Zusammenstellung der Niederschlags- und Flussdichtezahlen[1]).

Gebiet	Mittlere Meeresh. in m[2])	Jährliche Niederschlagsm. in mm	Flussdichte	Differenz der	
				Niederschl. menge	Flussdichte
Basler u. Aargauer Tafeljura	463	950	1,22	1 : 1,36	2,81
Nordöstlicher Hochkettenjura . . .		1110	0,78	1 : 1,71	2,81
Südlicher Hochkettenjura . . .		1140	0,66	1 : 1,44	2,98
Hügeljura		1150	0,52	1 : 1,27	1,80
Elsgauer Jura . .		1150	0,47	1 : 1,26	2,13
Plateaujura		1190	0,31	1 : 1,21	2,14
Freiberge	975	1270	0,35	1 : 1,02	1,50
Mittlerer Hochkettenjura . . .		1390	0,47	1 : 1,26	2,79
Zentraler Rumpfkettenjura . . .		1590	0,57	1 : 1,22	2,29

Klar und deutlich zeigt sich — im scharfen Gegensatz zum Schwarzwald — wie mit zunehmender Niederschlagsmenge die Flussdichte im Jura abnimmt. Bis zum Niederschlagswert von 1190 mm ist das Verhältnis von Regenmenge und Flussdichte direkt umgekehrt. Je mehr Regen der Jura empfängt, umso flussärmer ist dieser. Eine Umkehr dieser Erscheinung weisen die zentral gelegenen Juralandschaften auf, indem scheinbar die Zunahme der Gewässerdichte in den verhältnismässig hohen Regenmengen begründet liegt. Mit den Dichtewerten dieser Gebiete stimmen aber auch solche überein, die bedeutend geringere Niederschläge verzeichnen. Nach meinem Dafürhalten kann dieses direkte Verhältnis von

[1]) Um die von Angot und Brockmann schon veröffentlichten Resultate nicht zu wiederholen, habe ich in obiger Tabelle nur die von mir errechneten Niederschlagsmittelwerte jeder Juralandschaft zusammengestellt.

[2]) Nach Niethammer, Th., Zur Theorie der isostatischen Reduktion der Schwerebeschleunigung. Verh. Nat. Ges. XXVIII, 1917. — Lietz, H., Verteilung der mittl. Höhe der Schweiz. Diss. Bern 1903.

Niederschlagsmenge und Flussdichte in den zuletzt genannten Landschaften weit eher dem Einfluss anderer Faktoren zugeschrieben werden, über die später noch zu sprechen sein wird. Beachten wir, dass eine Zunahme der jährlichen Regenmengen von ca. 600 mm die Abnahme der Flussdichte um mehr als die Hälfte bewirkt, so müssen wir zugeben, dass die verschiedene Dichte des Flussnetzes der einzelnen Juralandschaften nicht in ungleich grossen Niederschlagsmengen begründet sein kann. So liegt z. B. die Umgebung von Bellegarde mit ihrer hohen Flussdichte in derselben Regenzone von 1200 bis 1400 mm mittleren Jahresniederschlages, die auch den grössten Teil des Plateaujura umfasst, wo die Gewässerdichte ihren kleinsten Wert erreicht. Meine Feststellungen im Jura stehen somit im scharfen Gegensatz zu den Schlussfolgerungen von Neumann und Feldner: „Je mehr Niederschlag, desto höher im allgemeinen auch die Gewässerdichte."

Ein weiterer Beweis der geringen Einwirkung der Niederschläge auf die Flussdichte des Gebietes tritt uns aus den Zahlen ihrer Differenzwerte entgegen. Zweifellos ist die Verschiedenheit der Regenmenge innerhalb der Juralandschaften wesentlich abhängig von den morphologischen Zügen. Als Beispiel sei hier nur der nordöstliche Hochkettenjura mit seinen hohen Gebirgskämmen und tiefen Tälern (Differenz: 1,71) und die ebene Plateaufläche der Freiberge (Differenz: 1,02) angeführt. Es lässt sich daher vermuten, dass grosse Niederschlagsdifferenzen auch Verschiedenheiten in der Flussdichte innerhalb desselben Gebietes hervorrufen. Ich stellte daher eine Reihe von benachbarten Tal- und Bergstationen mit ihren zugehörigen Niederschlags- und Flussdichtewerten zusammen, um auch in beschränkten Gebieten, wo örtliche Verschiedenheiten noch voll zur Geltung kommen, das Verhältnis zwischen der Gewässerdichte und Regenmenge zu prüfen. Für jede Regenstation berechnete ich aus den ihr zunächstliegenden 9 Quadratflächen (36 km²) der Flussdichtekarte einen Mittelwert.

Aus der Tabelle ist die Regenschattenlage der Talorte mit ihren kleineren Niederschlagsmengen gegenüber den Bergstationen deutlich erkennbar. Der Vergleich zugehöriger Tal- und Bergorte ergibt verschiedene Resultate. Die Flussdichtewerte von Seewen, Buus, Kilchberg u. a. O. sind den entsprechenden Talstationen gegenüber zu gering. Der Grund hiefür scheint mir in der orographischen Lage der Talorte und ihrem Einfluss auf die Verteilung der Flussläufe zu liegen. Ein umgekehrtes Verhältnis weisen z. B. die Stationen Lampenberg–Bennwil und Herbetswil–Weissenstein auf. Die Übereinstimmung der Flussdichte mit der Zunahme

Landschaften	Talstationen	Meereshöhe m	Niederschlag mm	Flussdichte	Bergstationen	Meereshöhe m	Niederschlag mm	Flussdichte
Basler und Aargauer Tafeljura	Grellingen	328	98*	0,97	Seewen	551	1000	0,56
	Böckten	385	101	1,36	Buus	450	1030	1,18
	Lampenberg . .	404	990	1,27	Bennwil	526	1040	1,75
	Wittnau	415	103	1,48	Kilchenberg . . .	582	1040	1,17
Nordöstlicher Hochkettenjura	Waldenburg . .	533	111	1,59	Langenbruck . .	718	1170	1,57
	Herbetswil . . .	526	115	1,24	Weissenstein. . .	1283	1190*	1,43
	Neuenburg . . .	488	910	0,43	Valangin	655	1110*	0,61
	les Ponts	1020	1340	0,62	La Brévine . . .	1077	1340*	0,22
Mittl. Hochkettenjura	Le Sentier . . .	1024	1340	0,45	Mines Risoux . .	1300	1490*	0,23
Südl. Hochkettenjura	Pont de Beauvoisin	250	115*	0,99	Les Echelles. . .	526	1300*	1,35
	Belley	282	105*	0,55	Hauteville . . .	701	1140	0,61
Zentr. Rumpfkettenjura	Morez	702	1700*	0,87	St. Laurent . . .	910	1720*	0,23
Elsgauer Jura . . .	Porrentruy . . .	460	117*	0,46	Mormont	550	1280	0,33
Plateaujura	Ornans	335	131*	0,77	Vercel	690	1280*	0,01
	Lons-le-Saunier .	260	107*	0,68	Doucier	529	1400*	0,83
Freiberge	Bellelay.	930	128*	0,46	Saignelégier . . .	985	1250*	0,37

*) Reduz. Niederschlagswerte.

der Regenhöhe ist hier jedoch eine scheinbare, indem an den betreffenden Orten Faktoren wirksam sind (Untergrund), welche die Flussdichte erhöhen. Vergleichen wir dann Bennwil und Weissenstein miteinander, so tritt sofort wieder das Missverhältnis zwischen Niederschlagsmenge und Gewässerdichte auf. Daraus ergibt sich, dass örtliche Verschiedenheiten der Flussdichte nicht hinreichend durch lokale Unterschiede der Niederschlagsmengen erklärt werden können.

„Für die Bildung von Wasserläufen, bezw. Erosionsrinnen hinsichtlich ihrer Zahl und der Grösse ihrer Eintiefung" legt Neumann dem mittleren und extremen Tagesmaximum weit grössere Bedeutung bei als der jährlichen Regenmenge. Es sei daher in folgendem versucht, die Einwirkung der Extremwerte der Tagesniederschläge auf die Flussdichte auch im Jura festzustellen. Leider fehlen in der einschlägigen Literatur genaue und über eine längere Beobachtungsperiode sich erstreckende Angaben. Die diesbezüglichen Untersuchungen blieben infolgedessen auf zwei Juralandschaften beschränkt.

Gebiet	Stationen	Meereshöhe in m	Jährliches Niederschlagsmaximum		Niederschlagstage
			Mittel für 24 h in mm	Extrem für 24 h in mm	
Basler u. Aargauer Tafeljura	Liestal	325	41	69	128
	Böttstein . . .	360	47	65	126
[Flussdichte: 1,22]	Wittnau	415	43	74	135
	Buus	450	42	76	136
Nordöstl. Hochkettenjura	Aarau	406	47	86	130
	Neuenburg . . .	488	43	62	120
	Herbetswil . . .	526	49	94	138
	Eptingen . . .	571	43	66	136
[Flussdichte: 0,78]	Langenbruck . .	718	48	86	142
	Dombresson . .	740	53	105	131
	les Ponts . . .	1020	50	78	143

Im Niederschlagsmaximum kennzeichnet sich die Verschiedenheit beider Gebiete. Die Regenfront des nordöstlichen Hochkettenjura empfängt mit Rücksicht auf die Zahl der Niederschlagstage grössere Regenmengen als der benachbarte Tafeljura. Neuenburg und Eptingen verdanken die Minimalwerte ihrer Lage im Regenschatten. Die obige Tabelle bestätigt das Resultat früherer Untersuchungen. Die Flussdichteunterschiede finden durch die Nieder-

schlagsextreme keine Erklärung. Mit dem Zunehmen des extremen Niederschlagsmaximums im Verhältnis 1 : 1,16 schwindet die Gewässerdichte 1 : 0,64. Diese grosse Differenz der Verhältniszahlen der Flussdichte und der Extreme der Niederschlagswerte in den beiden Juralandschaften, die das dichteste Gewässernetz tragen, lässt vermuten, dass die Verschiedenheit der Flussdichte auch in den übrigen Teilen des Untersuchungsgebietes nicht von den grössten Tagesniederschlägen bedingt sein kann, wenn schon den langanhaltenden Niederschlägen wie auch dem extremen Tagesmaximum ein grosser Einfluss auf die Gestaltung der Oberflächenformen beizumessen ist.

An der Bildung des oberflächlichen Gewässernetzes hat oft der Schnee einen wesentlichen Anteil. Für den Jura fällt jedoch seine Bedeutung dahin. Die Schmelzwässer sickern in den zahllosen Rissen und Spalten des Kalkgesteins nicht nur sofort ein, sondern arbeiten auch chemisch stetig an der Erweiterung der Hohlräume und hemmen damit die Anlage eines oberirdischen Gerinnes.

Fassen wir die in diesem Teil festgestellten Tatsachen zusammen, so gelangen wir zu folgendem Ergebnis: Eine direkte Abhängigkeit der Flussdichte vom Niederschlag ist im Jura nicht zu erkennen. Wohl aber zeigt sich die Erscheinung, dass sowohl die jährlichen Niederschlagsmengen wie die Extremwerte der Tagesniederschläge im umgekehrten Verhältnis zur Gewässerdichte stehen. Daraus lässt sich schliessen, dass im Jura die Gestaltung des Flussnetzes von Faktoren beherrscht wird, welche die Auswirkung lokaler und allgemeiner Niederschlagsverhältnisse völlig unterdrücken und verdecken. Es ist daher notwendig, noch andere Faktoren zur Erklärung der Flussdichteunterschiede heranzuziehen.

2. Der Einfluss der Vegetation auf die Flussdichte im Jura.

„The amount of water in the soil is one of the most important direct factors operating on plant life; too much or too little is injurious in this as in other cases.“[1]) Wenn diese bedeutsame Abhängigkeit zwischen der Daseinsmöglichkeit der Pflanzenwelt und dem Wasser besteht, so ist wohl anzunehmen, dass auch die Wasserverhältnisse des Bodens von der Vegetationsdecke beeinflusst werden. Sowohl die direkte als auch die von den Pflanzenorganismen bewirkte Verdunstung entzieht dem Boden eine be-

[1]) Warming, E., Oecologie of plants. Oxford 1909, p. 44.

trächtliche Wassermenge, welche für die Flussbildung verloren ist. Die Transpiration ist je nach der Pflanzenart, der Vegetationsdauer und der Dichte des Bestandes eine ungleiche. Der Wald mit seinem reichen Blätterwerk verdunstet „etwa 3—4mal mehr, als Weide- und Ackerpflanzen“[1]). Dagegen ist die direkte Wasserverdunstung auf dem freien Felde ungleich grösser als auf dem vom dichten Kronenschirm der Bäume beschatteten Waldboden. Besonders an Sonnenhängen und in langen Trockenperioden erfährt der Freilandboden durch die Erwärmung einen bedeutenden Wasserverlust[2]).

Die Bodenfeuchtigkeit ist aber auch abhängig vom Wasserabfluss, der je nach der Aufnahmefähigkeit der Böden für Wasser und dessen Bewegung auf und in dem Boden bewaldeter und unbewaldeter Gebiete sehr verschieden sein kann.

Der Grad der Verdunstung richtet sich auch vielfach nach der Bodenart, indem in durchlässigen Gebieten, wo das versickernde Wasser gegen Verdunstung stärker geschützt ist, unter sonst gleichen Umständen die Verdunstung kleiner sein kann als in undurchlässigen. In welchem Masse dies zutrifft, wie sich die Sonnen- und Schattenlage bei ebenen und geneigten Flächen bei der Verdunstung und dem Abfluss im Jura bemerkbar machen, müsste erst durch diesbezügliche Untersuchungen nachgewiesen werden, die gegenwärtig für den Jura noch fehlen.[3]) Wird der Niederschlag in Waldgebieten schon durch den Schirm der Baumkronen in seinem Abfluss gehemmt, so trifft er beim Freiland direkt auf ausgetrocknete Weid- oder Steinböden und fliesst grösstenteils, namentlich bei steilen Hängen, rasch oberflächlich ab. Der lockere Waldboden hingegen mit seiner losen Streudecke

---

[1]) Engler, A., Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Zürich 1919. p. 237.

[2]) Dass der Waldbestand die Quellen in quantitativer Hinsicht nicht immer günstig beeinflusst, hat J. Hug bei einer Quelle in der Umgebung Zürichs nachgewiesen. Bei einer 10jährigen Beobachtungsperiode, während welcher der Wald des Quelleinzugsgebietes gerodet und dieses in eine Acker- und Gartenfläche umgewandelt wurde, zeigte sich ein wesentlich grösserer Quellerguss nach der Entwaldung als vor derselben. (Ein Beitrag zur Abklärung der Beziehungen zwischen Waldbestand und Grundwasserbildung. Ecl. geol. helv. XVII, 1, 1922, p. 131 ff.)

[3]) Am Schwarzwaldrand in der Umgebung Freiburgs hat Jos. Schmid die Quellverhältnisse im Wald- und Freiland und die Zusammenhänge mit den klimatischen Zuständen zu deuten versucht. Seine Feststellungen decken sich zum grössten Teil mit unseren Ausführungen. Bei den Abtragungsvorgängen im Wald- und Grasland konstatiert er einen grundsätzlichen Gegensatz; im Bergland Abspülung, im Grasland Rutschungen und Abfliessen des Bodens. (Klima, Boden und Baumgestalt im beregneten Mittelgebirge. Freiburg i. Br. 1925.)

lässt selbst an sehr schroffen Hängen und bei intensivsten Niederschlägen das Wasser kaum auf der Bodenfläche abfliessen. Das niederträufelnde Wasser dringt vielmehr durch unzählige Hohlräume unverzüglich in den Boden ein, wo es in zahllosen Adern langsam absinkt, sich in mannigfachen Hohlräumen sammelt, und irgendwo talwärts wieder austritt. Porosität und Lockerheit verleihen dem Waldboden ein grosses Retentionsvermögen, das für die Quellbildung und Wasserführung der Bäche und Flüsse und somit auch für die Flussdichte von Bedeutung sein kann[1]). Die Aufspeicherung und verzögerte Ableitung des Niederschlagswassers im Waldboden sichert auf längere Zeiten eine konstante Speisung der Wasserläufe. Dieses Reguliervermögen des Waldbodens beseitigt oder vermindert zum geringsten die Gefahr einer Vertrocknung der Quellfäden in Trockenperioden oder einer Überflutung der Wassergerinne bei intensiven Niederschlägen. Damit ist auch eine Beständigkeit der Rinnsale im Walde verbunden, während im entwaldeten oder kahlen Gelände dem oberflächlichen Abströmen des Wassers ein relativ geringer Widerstand entgegengesetzt wird und der häufige Wechsel der Abspülungswege am Gehänge ständig neue Anrisse erzeugt. Für das gegenwärtige Flussnetz sind die zahlreichen Trockentäler belanglos; sie sind Zeugen einstiger Flusswege[2]), die zumeist nur vorübergehend der raschen oberflächlichen Abfuhr starker Niederschläge dienen.

Im Jura nehmen die Waldgebiete neben den Weideflächen den grössten Raum ein. Ausgedehnte Nadelholzwälder bedecken in der Hochkettenzone die Hänge und Kämme der Gebirgszüge bis zu einer Höhe von 1400 bis 1500 m. In höheren Lagen löst sich der geschlossene Nadelwald auf in die Region des Krummholzes (Legföhre), „das als kalkliebende Pflanze überhaupt im Jura vielfach über dem Hochwald sich hinzieht“[3]) und auf den Hochweiden der breiten Bergrücken fehlen Baum und Strauch. Aus der grünen Rasendecke tritt oft das nackte, karrig angewitterte Gestein zutage. Das westliche Plateaugebiet zeigt zufolge seiner tieferen Lage meist gemischte Waldbestände, auf den Ebenheiten ausgedehnte Forste (Forêt de la Joux, d'Arbois, le gros Bois), in den engen und tiefen Flusstälern Waldstreifen, die das steile Gehänge festigen.

---

[1]) Lamairesse, M., Etudes hydrologiques sur les Monts Jura. Paris 1873, p. 73.

[2]) Siehe p. 145.

[3]) Imhof, E., Die Waldgrenze in der Schweiz. Gerlands Beitr. z. Geophysik, IV. Leipzig 1909, p. 296.

Wenn schon der grosse Waldreichtum des Jura einen günstigen Einfluss auf die Quellhäufigkeit und damit auch auf die Flussdichte vermuten lässt, so entsprechen jedoch die Erscheinungen in der Natur dieser theoretischen Schlussfolgerung keineswegs. So weisen z. B. die Waldrücken des Macolin (Siegfr. Bl. 121) und des Chaumont (Siegfr. Bl. 133) keine Quellriesel auf. Ebenfalls quellarm ist der grosse zusammenhängende Waldkomplex auf der Nordwestseite der Lebernkette (Siegfr. Bl. 111). Trotz ihrer Eigenschaft als Regenfront entspringen dieser Bergseite in den Talwiesen auf einer Länge von ca. 20 km nur 6 Wasserläufe, indessen die unbewaldete Gegenseite im Regenschatten und in Südexposition auf die gleiche Entfernung deren 22 aufweist. Bei Hofstetten (Siegfr. Bl. 9) beobachten wir in den Bergmatten 5 Quellaustritte, das Waldgebiet dicht daneben ist quellos. Ebenso der grosse Forst von Marchairuz (ca. 20 km²); bloss in einem waldlosen Synklinaltälchen erscheinen einige geringe Quellriesel, die nach kurzem Laufe versickern (Siegfr. Bl. 431).

Schon diese wenigen Beispiele weisen darauf hin, dass der Wald im Jura keinen fördernden Einfluss auf die Flussbildung auszuüben vermag; er hindert vielmehr das Auftreten oberirdischer Wassergerinne. Das dichte Wurzelgeflecht zwängt sich in die Risse und Spalten des zerklüfteten Kalkgesteins ein und erleichtert dadurch dem Sickerwasser das Ablaufen in die Tiefe. Diese Bodendurchlässigkeit bewirkt oft selbst ein Versiegen der Wasserläufe, sobald sie Waldboden erreichen (Beisp. auf Siegfr. Bl. 6, 111, 116, 280). Ist jedoch die Steilheit des Gehänges zu gross, so wird der Einfluss des mehr oder minder durchlässigen Waldbodens überwunden von der Menge und Geschwindigkeit des abströmenden Wassers (Beisp. auf Siegfr. Bl. 6, 88, 90, 111). Bei den im Verhältnis zur Niederschlagsfläche wenig zahlreichen Waldquellen ist, wie schon erwähnt, ein konstanter und zum Teil auch beträchtlicher Quellerguss zu erwarten. Aber „leider verleugnen auch sie punkto Ertragsschwankung, trotz dem nicht unbedeutenden und zum grossen Teil bewaldeten Einzugsgebiet und grosser Distanz vom Austrittspunkt bis zur Einsickerungsfläche ihren jurassischen Charakter nicht; denn die mächtigste dieser Quellen, die anfänglich längere Zeit 80 lt/sec. lieferte, wurde von der Sommertröckene des Jahres 1906 auf 90 lt/min. reduziert“[1]). Die Quellarmut zeigt sich aber besonders in den grossen Wäldern des Plateaujura, wo neben der Durchlässigkeit des Untergrundes auch noch dessen flache Lagerung die Bildung eines oberirdischen Rinnsales hemmt.

[1]) Künzli, E., Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. 51. Lfg. Bern 1908.

Im Gegensatz zum Waldland durchzieht die Wiesen und Ackerböden ein reichgegliedertes Quellnetz (bei Belley, Frangy, Täler der Hochkettenzone, Basler und Aargauer Tafeljura). Diese Erscheinung steht im Widerspruche mit der Tatsache, dass auf Freilandböden, besonders bei intensivem Regen und rascher Schneeschmelze, der Abfluss grösstenteils auf der Oberfläche unverzüglich vor sich geht[1]), also eine Wasseraufspeicherung ausser dem unbedeutenden Haftwasser nicht stattfindet. Jedoch auch die Weide- und Ackerböden im Jura verhalten sich verschieden gegenüber der Quellhäufigkeit.

In den ausgedehnten Weideflächen des südlichen und mittleren Hochkettenjura sind neben eigentlichen Quellzentren weite Gebiete quellarm (les Rousses, Foncine). Im nordöstlichen Hochkettenjura breiten sich zahlreiche Quellfäden gleichmässig über die Wiesenböden aus (Hohe Winde, Langenbruck). Im Basler und Aargauer Tafeljura finden sich neben trockenen Acker- und Wiesenflächen solche mit ausserordentlicher Quelldichte (Beisp. auf Siegfr. Bl. 10, 29, 32, 147). Noch auffälliger tritt diese Gegensätzlichkeit in Erscheinung im westlichen Plateaujura. Dort dringen in die flachgelagerten Weideböden mit ihrer oft dünnen Humusschicht die wässerigen Niederschläge sofort ein. Dieses kontrastreiche Verhalten der Freilandböden beweist somit, dass weder die Quellarmut noch der Quellreichtum im Jura vom Wiesen- und Ackerboden abhängig sein können.

Durch den Vergleich zweier klimatisch, geologisch und orographisch nahezu übereinstimmender Gebiete suchte ich zahlenmässig den Gegensatz in der Quellhäufigkeit zwischen Wald- und Freilandboden festzustellen. Der Unzulänglichkeit einer solchen mathematischen Untersuchung natürlicher Erscheinungen und Verhältnisse zum voraus bewusst, führte ich dieselbe aber trotzdem durch, da sie mir durch das Ergebnis, das wohl weniger für den Vegetationseinfluss, als durch seinen Hinweis auf die Hauptursache der Flussdichteverschiedenheit im Jura von Bedeutung ist, gerechtfertigt schien.

Im zentralen Rumpfkettenjura umgrenzen die Tallinien: Mijoux–Châtillon de Michaille–Nantua (Port)–Jeurre–St. Claude–Mijoux ein durch die Querstrecke Oyonnax–Mt Reculet unterteiltes Gebiet. Der südliche Bezirk ist stark bewaldet, im N sind die Weideflächen vorherrschend. Einen allfälligen Einfluss der Böschungsverhältnisse auf das Abfliessen des Niederschlagswassers auf Weid- und Waldböden suchte ich durch das Nebeneinander-

[1]) Engler, Arn., a. a. O. p. 612.

stellen des geschlossenen Hochtales von Joux mit dem waldarmen Talbecken von les Verrières in der Hochkettenzone festzustellen. Beide Täler weisen hydrographisch interessante Verhältnisse auf; sie werden unterirdisch entwässert. Die Waldungen der Vergleichsgebiete bestehen überwiegend aus Nadelhölzern. Die Umgrenzung der Talschaften folgt der orographischen Wasserscheide.

Landschaft	Gebiet	Waldfläche in km²	Verhältnis zum Gesamtgebiet in %	Flussdichte	1 Quellriesel auf
Zentraler Rumpfkettenjura . .	waldreich	134,85	52,8	0,59	4,47 km²
	waldarm	46,8	22,6	0,55	2,84 km²
Hochkettenjura: Jouxtal . .	waldreich	150,15	69,5	0,29	3,59 km²
Hochkettenjura: Tal von Verrières .	waldarm	13,03	20,2	0,28	6,42 km²

Die Tabelle weist deutlich auf die Differenz der Waldflächen in den verschiedenen Gebieten hin. Im Vergleich ihrer prozentualen Verteilung ist jedoch der Flussdichteunterschied gering. Die Flussdichteteilwerte im zentralen Rumpfkettenjura stimmen nahezu überein mit der Flussdichtezahl des Gesamtgebietes (0,57). Auffälliger ist jedoch das Verhältnis von Waldfläche und Flussdichte bei den Tälern der Hochkettenzone. Obwohl das Waldareal im Jouxtal ca. 3½mal grösser ist als jenes der weidbedeckten Talmulde von Verrières, fallen doch die beiden Flussdichtewerte fast zusammen und bleiben weit unter dem Wert des Gesamtgebietes des mittleren Hochkettenjura (0,47).

Es stellt sich nun die Frage, ob die wenigen Waldquellen nicht auch dieselbe oder vielleicht noch eine grössere Wassermenge liefern als die zahlreicheren Quellriesel des Freilandbodens bei ungefähr gleichem Einzugsgebiet. Wir halten es nicht für unwahrscheinlich, müssen aber jedoch die sichere Entscheidung darüber noch zukünftigen Messungen überlassen.

Die früher erwähnte wechselnde Quellhäufigkeit im Wald- und Freilandboden geht aus den Zahlen der letzten Kolonne hervor. Durch Zählung der Quellbäche erhielt ich für die einzelnen Gebiete allgemeine, aber in ihrer Gegenüberstellung überraschende Resultate. Die Verhältnisse der einzelnen Landschaften zueinander kehren sich völlig um. Das waldarme Gebiet des zentralen Rumpfkettenjura zeigt eine Quellhäufigkeit, die jene des Waldareals um das doppelte überragt. Die Ursache dieser Quellarmut des Waldes scheint mir grösstenteils im morphologischen Zustand der Landschaft begründet. Im waldfreien Areal des Rumpfkettenjura werden wasserführende Gesteinsschichten (Dogger) infolge der

niederen Erosionsbasis (ca. 350 m Meereshöhe) viel tiefer angeschnitten als im gesamten Waldgebiet, wo die Flüsse einer lokalen Basis von ca. 500 m Meereshöhe zufliessen.[1]) Einen grösseren Quellreichtum verzeichnet das waldreiche Jouxtal. Im Gegensatz zum zentralen Rumpfkettenjura fehlen bei Le Sentier und Verrières die oberirdischen Flussläufe nahezu völlig. Sowohl die grossen Waldflächen beidseitig der oberen Orbe, wie auch die weidbedeckten Hänge des Verrièrestales sind quellarm. Nur in der Talsohle sprudeln Quellen, die im Jouxtal dem Lac de Joux zufliessen, bei Verrières aber nach kurzem Laufe in Versickerungstrichtern verschwinden. Also trotz der Hänge ein sehr geringer oberirdischer Abfluss.

Die Wasser des Jouxtales treten oberhalb Vallorbe in der grossen Vauclusequelle der Orbe aus. Ihre durchschnittliche Wassermenge von ca. 5 m^3/sec. besteht nicht nur allein aus dem Abfluss des Sees, sondern die Quelle wird auch noch direkt von einem grossen Teil der Sickerwässer des Risouxhanges gespiesen. Bis zu welchem Grade die grossen Waldflächen des Gebietes eine Verzögerung des Abflusses und Aufspeicherung der Wassermassen bewirken, zeigt sich in den Schwankungen der Abflussmengen. Forel sagt darüber: „La vallée de Joux est dans un bon état de végétation forestière, et l'écoulement des eaux de pluie n'y a rien d'extraordinairement hâtif.“[2]) Trotzdem stieg am 28. Dezember 1882 der Seespiegel von 9,4 km^2 Ausdehnung um 54 cm. Eine derartige plötzliche ausserordentliche Wasserzufuhr lässt nur den Schluss auf ein geringes Speicherungsvermögen des Jurawaldes zu.

Vom fehlenden Retentionsvermögen der Weideböden wurde früher schon gesprochen. Besonders deutlich kommt dies in den Schwankungen der Areusequelle bei St. Sulpice zur Geltung, dem Abfluss der gesammelten Versickerungsgewässer der Talschaften von Verrières und la Brévine.

« La source de l'Areuse est extrêmement variable, presque aussi variable qu'un cours d'eau superficiel. Le débit minimum observé jusqu'ici est de 180 lt/sec. Le maximum normal est proche de 40000 lt/sec. Mais des maximums de très courte durée peuvent dépasser ce chiffre de beaucoup, comme, par exemple, celui de janvier 1896, qui n'était pas loin de 100000 lt/sec. Ces variations se font si promptement que dans l'espace de vingt-quatre heures le débit de la source peut centupler »[3]).

[1]) Diese Tatsache macht sich auch in der Zahl der Quellriesel geltend, wovon dem Oxford 16, resp. 18 und den Doggerschichten 20, resp. 8 entspringen.

[2]) Forel, F. A., Etudes sur les lacs de Joux. Bull. Soc. Vaud Sc. Nat. XXXIII, Lausanne 1897, p. 91, 93.

[3]) Schardt, H., Origine des sources vauclusiennes de la Doux et de la Noraigue. Bull. Soc. belge d. Géol. XIX. Bruxelles 1905, p. 568 ff.

Diese ausserordentlichen Schwankungen im Quellerguss schreibt Schardt teilweise der seit der Besiedlung des Jura andauernden Entwaldung zur Schaffung von Weidflächen zu.

Wir erkennen, dass der Einfluss der Vegetation auf die Flussdichte im Jura kein bedeutender ist. Es dürfte eine Verminderung der Flussdichte durch das ausgedehnte Waldland nicht ganz abzustreiten sein, da der Waldboden die oberirdische Abrieselung verhindert und das dichte Wurzelwerk den Wassern den Abfluss in das Erdinnere erleichtert. Der geringe Quellreichtum des Jurawaldes und das wechselreiche Verhalten des Weid- und Ackerbodens gegenüber der Gewässerdichte lässt für das Untersuchungsgebiet vermuten, dass die Einwirkung der land- und forstwirtschaftlichen Nutzgewächse überwogen wird von jener der Bodenbeschaffenheit.

Eine kurze Betrachtung der Abhängigkeit der Art und Verteilung der Nutzböden und -gewächse von der lithologischen Beschaffenheit des betreffenden Gesteinsuntergrundes kann unsere Vermutung nur bestärken. Die Verschiedenartigkeit der Gesteine und ihre ungleiche Zersetzungsfähigkeit bedingt eine Differenzierung der Nutzböden.[1]) Der Jurakalk verwittert je nach dem Grade seiner Reinheit nur sehr langsam und ungleichmässig. Die spärliche Verwitterungskrume macht deshalb das Gebirge weithin für intensive pflanzliche Bewirtschaftung ungeeignet; nur Wald oder kümmerlicher Graswuchs kann an solchen Orten erstehen. Die für die Feldbestellung günstigen Böden sind vor allem die feuchten, humusreichen Mergelhorizonte der Trias- und Juraformation und die diluvialen Lehme; daher auch der früher schon konstatierte Quellreichtum der Wiesen- und Ackerflächen. Zur Gewinnung fruchtbaren Ackerbodens beschränkte man die Waldflächen zumeist durch Rodung auf die unfruchtbaren Kalkgebiete, deren Durchlässigkeit darum auch die Jurawaldungen so flussarm erscheinen lässt. Wie sehr die Vegetationsdecke an den Untergrund gebunden ist, zeigt sich besonders deutlich im Basler Tafeljura. „Sogar ganz kleine inselartige Waldpartien im Wiesenland entsprechen fast ausnahmslos einer Rogensteinscholle, die ringsum von Opalinustonen eingefasst wird; als Beispiel führe ich die kleinen Gehölze am Südabhang des Kienberges an und die kleinen Wäldchen ‚Entschgen' östlich Ormalingen, ‚Taubenrain' westlich ob Diepflingen"[2]).

[1]) Brockmann-Jerosch, H., Die Vegetation der Schweiz. Beitr. z. geobot. Landesaufnahme 12. Zürich 1925, p. 44ff.

[2]) Buxtorf, A., Geologie der Umgebung von Gelterkinden. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 41. Lfg. Bern 1901, p. 9.

3. Die geologischen Verhältnisse des Untergrundes und ihre Bedeutung für die Flussdichte.

a) Der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Flussdichte.

Für die ober- und unterirdische Flussbildung ist die lithologische Beschaffenheit des Untergrundes ausschlaggebend. Besteht der Boden aus leicht durchlässigem Material, so versinkt aller Niederschlag rasch in tiefere Schichten; das oberflächliche Flussnetz wird weitmaschiger. Ist der Untergrund jedoch undurchlässig, so ermöglicht er den Wassern die Ausarbeitung eines oberirdischen Flussbettes; die Gewässerdichte nimmt zu. Völlig durchlässig sind die auf der Oberfläche weit verbreiteten Gesteine von grosser Porosität, wie Schutt, Kies und Sand. In ihnen versinkt das Wasser in die Tiefe, bis es auf eine undurchlässige Unterlage von Tonen, Mergeln oder Lehmen stösst. Hier sammelt es sich als Grundwasser, indem es alle Hohlräume vollkommen ausfüllt und sich dabei flächenhaft ausbreitet. Bietet sich ihm ein Ausweg als Quelle, so gelangt es nach dieser Seite hin in langsame Bewegung. Ausser der Durchlässigkeit der Gesteine kommt aber auch das Absorptionsvermögen derselben in Frage. Beide Eigenschaften können die Flussdichte ganz verschieden beeinflussen. So wird ein Gestein, das wie ein Schwamm bedeutende Wassermengen in sich aufzunehmen vermag, zunächst durchlässig erscheinen. Im Sättigungszustande verweigert es jedoch die Aufnahme weiterer Wassermengen und zeigt sich dann undurchlässig (trockene Tone, Lehme und Torfmoore). Sehr gering ist die Durchlässigkeit von Gesteinsarten, denen die Absorptionskraft nahezu fehlt (kompakte Gesteine). Ist aber deren Oberfläche und Inneres von zahlreichen Rissen und Sprüngen durchzogen, so ersetzt die Porosität im Grossen gleichsam die mangelnde Durchlässigkeit im Kleinen, die Gesteinsmasse wird durchlässig. Dies gilt vor allem vom zerklüfteten Kalkgestein.

« Le calcaire pur est peut être lithologiquement le plus imperméable des roches; mais par les méats et les fissures elle (la pluie) est vite absorbée (percolée), parfois tout entière, ce qui crée une très grande perméabilité »[1]).

Die lithologische Zusammensetzung allein kann daher die Durchlässigkeit eines Gesteines nicht bedingen, sondern diese ist ausserdem abhängig von der Lagerung der Schichten, deren Mächtigkeit und Zerklüftung, und von den Verwitterungserscheinungen, also von Umständen, die in ihrem Zusammenwirken örtlich wechseln.

---

[1]) Martel, A., Nouveau traité des eaux souterraines. Paris 1921, p. 120.

Darum scheint es mir auch nutzlos, die Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit eines Gesteines in der Natur von physikalischen Gesteinsproben abhängig und aus ihnen erklärlich zu machen, wie das Feldner und Wolff für ihr Untersuchungsgebiet unternahmen. Berücksichtigt man die verschiedenartigen Faktoren, welche eine Bodenart durchlässig oder undurchlässig erscheinen lassen, so ist es ratsamer, die im Untersuchungsgebiete auftretenden Gesteine in bezug auf ihre Quellhäufigkeit, resp. oberirdischen Flussgerinne einzeln zu betrachten. Die dabei erzielten Ergebnisse sind dann zusammenfassend zum Urteile zu vereinigen, ob man den betreffenden Boden als relativ durchlässig oder undurchlässig bezeichnen darf.

Die Sedimentation ist in den einzelnen Juragebieten sehr verschieden. Es ist deshalb auch nicht möglich, ein generelles Schichtprofil zu entwerfen, um an ihm die undurchlässigen Schichthorizonte besonders zu kennzeichnen. Man ist sich im allgemeinen wohl darüber klar, welche Schichtserie man für durchlässig oder undurchlässig bezeichnen darf, doch können verschiedene Umstände den Durchlässigkeitsgrad des Gesteines örtlich sehr verändern. Um solche Einzelheiten zu berücksichtigen, fehlen vorläufig noch die hiezu notwendigen Untersuchungen.

Ausser den durch eigene Beobachtungen und auf der Karte festgestellten Tatsachen lassen die von Lamairesse[1]) berechneten, verschiedenen Flusslängen ebenfalls den Grad der Durchlässigkeit der im Juragebirge oberflächlich auftretenden Gesteine erkennen. Lamairesse hat damit schon eine Art Flussdichtebestimmung nach geologischen Gesichtspunkten durchgeführt.

Désignation des différents terrains	Longueur des cours d'eau par km²*)
Le Keuper	486,26
Le Lias	252,93
Le Jurassique inférieur .	121,24
L'Oxfordien	708,31
Le Jurassique supérieur .	154,61
Le terrain crétacé	273,35
Le terrain bressan	358,57
Le terrain de transport antédiluvien	475,32
Les transports postdiluviens	1022,84

[1]) Etudes hydrologiques sur les Monts Jura. Paris 1873, p. 159.

*) Die Zahlen sind Mittelwerte geologisch gleichartiger Gebiete im Plateaujura und der Bresse-Ebene.

In der obigen Zusammenstellung treten die Triasschichten und einige Glieder der Jura-, Kreide- und Tertiärformation als die hauptsächlichsten Quellhorizonte hervor. Hindert schon der Keuper mit seinen Mergelbänken ein tieferes Eindringen der Sickerwässer, so ist dies noch mehr der Fall bei den mit einzelnen festen Kalkbänken wechsellagernden tonigen und mergeligen, häufig bituminösen Schichten des Lias. Die grössten und zahlreichsten Quellen entfliessen aber den im Untersuchungsgebiet stark verbreiteten Schichten der Juraformation.

« Les eaux sont recueillies, par les calcaires virguliens, ptérocériens, astartiens, coralliens et oolithiques, collectées et amenées à la surface du sol par les marnes virguliennes, ptérocériennes, astartiennes, oxfordiennes et oolithiques »[1]).

Oft treten auch noch aus den Kreidekalken auf den Mergeln des Hauterivien oder Purbeck grössere Quellen aus, sind aber in ihrem Erscheinen auf den südlichen Jura beschränkt. Zahllose Quellen mit schwankender Wasserführung entspringen tertiären und diluvialen Ablagerungen. Besonders bei den letztern kann eine mächtige Grundmoränendecke ein dichtverzweigtes oberirdisches Quellnetz entstehen lassen. Bei Rutsch- und Sturzmassen ist nicht mehr die Art, sondern die Lagerung der Massen für den Quellaustritt ausschlaggebend. Die Verwitterung kann eine Ausfüllung, Verbackung und Verfestigung der Gesteinsmassen bewirken, wodurch eine zeitlich bedingte Abnahme der Durchlässigkeit eintreten kann. Ausbruchnischen werden oft zu Sammelorten zahlreicher Quellfäden.

Für das Auftreten der Quellen sind die Faziesverhältnisse der Schichten massgebend und jede Formation oder sogar jede Schichtserie zeigt darin ein eigenes Verhalten, wie die Befunde der jurassischen Tunnelbauten erwiesen. Künzli[2]) berichtet:

„Vor allem bestätigte sich die alte Regel, dass Mergel und Tone im Tunnel (Weissenstein) im allgemeinen trocken sind, im strengen Gegensatz zu ihrem Verhalten an der Oberfläche (!). Das betraf nicht nur die Effingermergel, Oxford- und Callovientone, Opalinusschichten und die Gipskeupermergel, sondern auch die gesamte mergelreiche Molasse. Alle Kalk- und Dolomitpartien waren in geringerem oder höherem Grade wasserzügig (auch die Kalkbänke der Effingerschichten); sei es, dass die Stollenwände sich nass anfühlten, dass die First tropfte oder dass von derselben ein Regen niederträufelte. An vielen Stellen steigerte sich diese allgemeine Benetzung

[1]) Greppin, J. B., Les sources du Jura central. Mat. carte géol. d. l. Suisse. VIII. Berne 1870, p. 328.

[2]) Künzli, E., Geol. Beschr. des Weissensteintunnels u. seiner Umgb. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 51. Lfg. Bern 1908, p. 140.

zu mehr oder weniger geschlossenen Ergüssen, eben den temporären oder konstant fliessenden Quellen".

„Allgemein kann gesagt werden, dass die Durchlässigkeit um so grösser ist, je mehr reine Kalke am Aufbau einer Schichtserie sich beteiligen".[1])

Der starke Wechsel rein kalkiger mit tonigen Schichtkomplexen bedingt nicht nur Häufigkeit und Ertrag der Quellen, sondern schreibt auch dem eindringenden Wasser seine Wege vor. Die starke Versickerung der Niederschläge in den zerklüfteten Malm- und Doggerkalken reduziert das oberirdische Flussnetz. Zur horizontalen Entwässerung oder an ihre Stelle tritt in jenen Gebieten eine solche in vertikaler Richtung. Das Entwässerungssystem wird in das Gebirgsinnere verlegt. Diese Umwandlung der Horizontalentwässerung in eine vertikale mit ihren Begleiterscheinungen wird als Verkarstung bezeichnet; ein Vorgang, der in ausgedehnten Gebieten des Jura in mannigfachster Ausbildung verbreitet ist. Bevor wir jedoch auf dieses Karstphänomen näher eintreten, wollen wir versuchen, den Beziehungen zwischen dem oberflächlichen Auftreten einzelner Schichthorizonte und den festgestellten Flussdichteverschiedenheiten nachzuspüren.

b) Beziehungen zwischen der Verbreitung einzelner Schichthorizonte und der Flussdichte im Jura.

Die Ausbreitung der am Aufbau des Juragebirges beteiligten Schichtglieder ist in den einzelnen Juralandschaften sehr ungleich.

Im Elsgauer Jura ist die aus verschiedenen Stufen des Malm gebildete, wellige Kalksteinplatte in grossen Flächen überdeckt mit pliozänen Schottermassen, Sanden und diluvialen Lehmen, deren Mächtigkeit und lithologische Zusammensetzung stark wechselt. Im O liegen an den Hängen der flachen Bergrücken die jurassischen Schichten ihrer Decke entblösst. Die beim Abrinnen der Böschungen auf sie gelangenden Wasserläufe versickern unverzüglich. Nur wo undurchlässiger Lehmboden die Juraschichten völlig überdeckt, kommt es zur Ausbildung eines reicheren Flussnetzes wie östlich Porrentruy, wo allerdings auch die Lias- und Keupermergel des aufgebrochenen Mt Terrigewölbes mit ihrem Quellreichtum die Flussdichte dieses Gebietes so stark erhöhen. Dem Doggerkern der Lomontkette entspringen mehrere grosse Quellen, erreichen aber über die durchlässigen Mantelschichten des Rauracien und Kimeridgien nur selten die Niederungen.

---

[1]) Buxtorf, A., Schlussbericht der Berner Alpenb. Ges. über den Bau der normalsp. Hauptlinie Münster-Lengnau. Bern 1917, p. 140.

Gegen W tritt in vorherrschendem Masse, von den tongrischen Meeresablagerungen bei Morvillars abgesehen, der Malm als Oberflächenschicht auf. Der Doubs und einige seiner Zuflüsse haben die Kalktafel schon bis auf den Quellhorizont des Oxfordien durchschnitten, auf dem die im Malm versickerten Niederschlagswasser aufgefangen und an den beidseitigen Talhängen zutage geführt werden. Auch die Mergelbänke des Astartenkalkes und des Sequans sind in dieser Landschaft durch ihren Quellreichtum bekannt, so dass oft die Lage der Schichtgrenze schon äusserlich durch die Höhe der Quellaustritte gekennzeichnet wird[1]).

Trotz der grossen Ausdehnung durchlässiger Kalkgesteine kommt dem Elsgauer Jura ein mittlerer Flussdichtewert von 0,47 zu. Diese verhältnismässig grosse Gewässerdichte verdankt er aber nicht einem eigenen, ursprünglichen Flussnetz, sondern vorwiegend seiner Eigenschaft als Durchgangsgebiet und Uferland des Doubs und der Allaine, die in breiten, geröll- und sandbedeckten Sohlentälern die Landschaft queren.

Im Plateaujura treten die durchlässigen Schichtkomplexe des oberen und unteren Jura weithin an die Oberfläche.

Südlich der Lomontkette angelagert, bei Chenecey und beidseitig der Chaîne de Leutte bedingen oolithische Doggerkalke die schon bei der Landschaftsschilderung erwähnte Wasserarmut. Das herrschende Schichtglied im Aufbau der Plateauflächen bilden jedoch die oberen Malmschichten. Im Anschnitt der tiefeingesägten Flusstäler wird der von Dogger- und Oxfordschichten aufgebaute Talus unter dem Rauracien deutlich sichtbar. Der Austritt der in den verkarsteten Boden rasch einsickernden Wasser ist durchaus an die Oxfordmergel geknüpft, und geschieht oft in mächtigen, am Fuss des steilen Talgehänges entspringenden Vauclusequellen, welche die langsam in gewundenen Cañons dahinziehenden Flüsse wie Doubs, Loue, Lison, Cuisancin, Dessoubre u. a. speisen. Von besonderer Bedeutung für die Flussdichte sind die zahlreich auftretenden Keuper- und Liasmergel der zerbrochenen Randzone von Salins bis Lons-le-Saunier. Auf ihrem undurchlässigen Horizont breitet sich ein dichtes Quellnetz aus. Im Raum von Chalain–Champignole–Andelot beteiligen sich flachgelagerte Schichten des mittleren Dogger bis zum mittleren Malm am Aufbau des Plateaus. Das windungsreiche Aintal ist mit Schotter- und Moränenmassen erfüllt, indessen auf den Höhen nur noch Reste einer glazialen Ablagerungsdecke liegen, deren geringes Ausmass

[1]) Hummel, L., Die Tektonik des Elsgaues. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br. XX.

für die Flussbildung bedeutungslos ist. Die grossen Komplexe des Oxfordien bei Montmarlon und Boujailles sind flussarm. Der Untergrund der ausgedehnten Plateauflächen von Nozeroy und Pontarlier besteht vorwiegend aus oberen Malmkalken. Über sie breitet sich eine mächtige Decke kreidiger und diluvialer Ablagerungen aus[1]), in der die kleinen Moränenseen Etang de Frasne, Etang du Fourg und zahlreiche Torffelder in flachen Mulden liegen.

Im O des Plateaujura wie im Gebiet der Freiberge wechseln die Schichtglieder des oberen Jura in bunter Folge. Die grosse flächenhafte Ausdehnung desselben Schichthorizontes wie im W fehlt. Infolge der Einebnung treten zwischen den vorherrschenden Malmkalken an manchen Orten die von Oxfordmergeln streifenförmig umrandeten Doggerkerne der abgedeckten Antiklinalen zutage. Oberirdische Flussläufe fehlen. Nur wo Kreide und Diluvium noch in spärlichen Resten in den Synklinalmulden erhalten sind, fliessen kümmerliche Wasserriesel nahen Torfmooren zu.

Durch NS-gerichtete Brüche werden im Hügeljura die am Aufbau der Landschaft beteiligten jurassischen Schichtgesteine schuppenförmig aneinandergelegt. Die einzelnen Schichtglieder gelangen infolgedessen in langen, schmalen Streifen an die Oberfläche und bestimmen durch ihre wechselnde Widerstandsfähigkeit das Relief des Gebietes. Südlich Lons-le-Saunier schwinden die Keuper- und Liasschichten, an welche sich ein reiches Entwässerungsnetz knüpft, aus der Randzone. Neben harten Bathonienkalken als Kern der Hügelzüge gelangen vorwiegend die verschiedenen Stufen des Malm an die Oberfläche.

« Le sol formé surtout de calcaires durs du Jurassique supérieur, fissuré et caillouteux, laisse passer l'eau comme un crible. La sécheresse s'y fait cruellement sentier"[2]).

Die grössere oberflächliche Ausbreitung der Oxfordmergel südlich der Querlinie St. Amour–Orgelet gibt sich sofort in reichverzweigten, allerdings örtlich beschränkten Quellnetzen kund, wie bei Orgelet, Légna und Louvenne. Diesen Bezirken fallen auch die höchsten Flussdichtewerte der Landschaft zu. Gegen S wird der Dogger von den Malmkalken oberflächlich nach und nach verdrängt. Im Astartien und Corallien versickern die Niederschläge unverzüglich; ein oberirdisches Flussgerinne kommt nicht zustande. Ja selbst die beiden Hauptflüsse des Hügeljura, die Valouse

[1]) Chambard, C., La Montagne jurassienne. Lons-le-Saunier. 1914.
[2]) Ebenda, p. 33.

und der Surand sind in ihrer Existenz bedroht, wo sie in ihrem Laufe die Oxfordmergel verlassen und in die kluftreiche Malmkalkzone eintreten.

« Non seulement le Suran, de Montfleur à son débouché dans la plaine, ne reçoit que des affluents insignifiants; mais entre Chavannes et Meyriat, il disparaît complètement en été. Des jaugeages, faits en août 1846, donnèrent les débits suivants:

En amont de Chavannes	225	l/sec
Au moulin de Chavannes	150	„
„ Marcon	64	„
„ Tournesac	0	„ [1]

Südlich Cerdon überwiegen die Schichtkomplexe des Oxfordien und Bajocien. Gegen das Rhoneknie bei St. Genix erscheinen oberflächlich jüngere Schichten; Dogger und unterer Malm werden zum Liegenden der Purbeckkalke und bei Arbignieu und Groslée wird die Meeresmolasse umrandet von mächtigen, ausgedehnten diluvialen Ablagerungen, die sich auch am Innenrand des Hügeljura im Tal der Borrey, des Oignin und des oberen Ain vorfinden. Der undurchlässige Lehmboden erhöht die Flussdichte stark.

Der zentrale Rumpfkettenjura zeigt dieselbe streifenförmige Anordnung der einzelnen Schichtkomplexe wie der Hügeljura. Doch sind hier diese allgemein SW–NO streichenden Schichtstreifen nicht durch tektonische Veränderungen (Brüche) an die Oberfläche gelangt, sondern eine weitgehende Einebnung hat die zwischen den Kreidesynklinalen aufsteigenden jurassischen Schichtgewölbe gekappt und ihren Kern teilweise bis zum Schichthorizont des untern Jura blossgelegt. Ein zusammenhängendes Flussnetz fehlt. Die zumeist in den poljenartig geschlossenen Kreidemulden auftretenden Quellriesel versickern nach kurzer Laufstrecke in den durchlässigen Urgon- oder Malmkalken wie bei Lamoura, Prémanon, Etival und la Chaux. Dichter ist das Quellnetz, das sich an die tiefer erodierten, bis zu den Oxfordschichten aufgeschlossenen oberirdisch abflusslosen Schichtsättel aus Portlandkalken knüpft. Der mergelige Untergrund in den grossen Antiklinaltälern wie beim Forêt de Macretet und de la Joux oder in den Comben von Château-les-Prés, de Tressus, Berthod, Orva u. a. verursacht ein Zusammenströmen zahlreicher Quellriesel. Die damit verbundene starke lokale Verdichtung des Flussnetzes zeigt sich aber auch dort, wo die Bienne, Semine und der Tacon völlig unabhängig von der Struktur des Gebietes mit ihrem tiefen Flussbett eine grosse Schichtreihe anschneiden.

[1] Chabot, G., le Revermont. Annales de Geogr. XXII, 1913, p. 403.

Von besonders günstigem Einfluss auf das oberirdische Gewässernetz ist das alpine und jurassische Erratikum, das in Fetzen von verschiedener Mächtigkeit über die ganze Landschaft zerstreut liegt.

Der knappe Überblick lässt erkennen, dass im zentralen Rumpfkettenjura nicht nur die stratigraphischen Verhältnisse, sondern auch das Erosionsstadium einen wesentlichen Einfluss auf das Gewässernetz auszuüben vermag. Von der Aufschliessung undurchlässiger Schichthorizonte ist die Dichte des Flussnetzes dieser Landschaft sehr abhängig.

Im südlichen Hochkettenjura, dem Konfluenzgebiet des früheren Rhone- und Isèregletschers, breitet sich über die Talungen eine mächtige Quartärdecke aus, die an einzelnen Orten an den Gebirgsflanken hoch ansteigt. Mit der unterlagerten miozänen Meeresmolasse zusammen fördert sie die Entstehung eines vielverästelten, die Hänge stark zerfurchenden Gewässernetzes. Der Schichtmantel der langgestreckten Antiklinalen wird im N der Landschaft von Dogger und Malm, im S durch untere Kreidekalke gebildet, wo die sehr stark zerklüfteten Gesteine des Urgon durch ihre Karsterscheinungen Zeugnis von der Art ihrer Entwässerung ablegen. An den Gehängen zeichnet sich das angelagerte Tertiär von den älteren Schichthorizonten der Kreide und des oberen Jura durch die Zahl und Anlage der Flankenrisse deutlich ab. Die für die Flussbildung bedeutungsvollen Oxfordmergel kommen in dieser Landschaft nur in geringer Ausdehnung an die Oberfläche. Einzig in den aufgebrochenen Gewölben des Gd. Colombier, der Cormoranche- und der Mt d'Ainkette ermöglichen sie die Ausbildung einiger Antiklinalflüsschen. Infolgedessen erlangt weder das Oxfordien, noch der wasserführende Horizont der den Urgonkalk unterlagernden Hauterivienmergel jenen Einfluss, wie ihn die Molasse und der Moränenschutt auf das Flussnetz des südlichen Hochkettenjura auszuüben vermögen. In deren Bezirke fällt das Maximum der Flussdichte des ganzen Untersuchungsgebietes, das bei Attignat einen Wert von 2,98 erreicht. Die oberirdisch abflusslosen Gebiete des südlichen Hochkettenjura bleiben auf die Kettenzüge und die breite Alluvialebene im Rhonetal unterhalb Seyssel beschränkt. Sie zeichnen sich deutlich auf der Flussdichtekarte ab.

Im weitaus grössten Teil des mittleren Hochkettenjura besteht die Oberflächenschicht aus zerklüfteten Kalken des oberen Jura. Die Scheitelregion der von der Tiefenerosion noch wenig angegriffenen Fächergewölbe wird teilweise von schmalen Neocomsynklinalen gegliedert. Wasserundurchlässige Schichthorizonte

gelangen nur an einigen wenigen Orten an die Oberfläche (Combe von Gex, am Westhang der Reculetkette, nördlich Morez u. a. O.). Die Aufbruchstellen besitzen den Charakter eigentlicher Quellzentren und treten aus dem flussarmen Gebiet des mittleren Hochkettenjura scharf hervor. In der breiten Talsohle des Val de Joux und der Mulde von St. Laurent–Mouthe winden sich auf kretazischer Unterlage unbeträchtliche Flüsschen dahin. Ihnen sprudeln am Fusse der Talhänge eine Reihe grosser und kleiner Quellen zu. Viel bedeutungsvoller als die Kreide sind die in den Tälern und namentlich an der Gebirgsflanke des Jura gegen das schweizerische Mittelland hin angelagerten, quartären Ablagerungen für das oberirdische Flussnetz. Das undurchlässige erratische Material, gleich wie im Südjura von Molasse unterlagert, lässt am Jurafuss ein dichtes Gewässernetz entstehen. Seine Schichtgrenze am Gehänge wird durch eine Unzahl von Quellaustritten gekennzeichnet. Zahllose Wassergerinne gliedern den Gebirgsfuss und fliessen oft flachgelagerten Mooren und Sümpfen am Jurasaum zu. Auch im Innern der Kettenzone wie z. B. in den Brachysynklinalen[1]) südlich Pontarlier fördern eiszeitliche Bodenreste die Verdichtung des Flussnetzes, das hier seiner Anlage nach so sehr der Tektonik untergeordnet ist.

In der WO- und SN-Richtung geht im Jura ein merklicher Wechsel des Schichtalters der oberflächlich auftretenden Sedimente vor sich. Es beruht diese Erscheinung nicht allein auf einer ungleichartigen Ablagerung, sondern findet seine Erklärung auch in der verschieden starken Wirkung der denudierenden Kräfte, denen das Juragebirge in seinen einzelnen Teilen ungleich lang ausgesetzt war. Im Bereich der Hochkettenzone unterlag besonders der nordöstliche Teil einer intensiven Abtragung; daher auch die ausserordentliche Zerschneidung und Gliederung dieser Kettenregion. Der Gebirgskern ist hier vielfach bis auf die Trias entblösst. Gegen SW zeigt sich nur noch Lias, bald nur noch Dogger oberflächlich, der in den Ketten westlich des Neuenburgersees nahezu völlig unter dem Schichtmantel des Malm verschwindet. Die Kreide, von den Gewölbescheiteln vollständig abgedeckt, ist in den Synklinalen nur noch in einzelnen Denudationsrelikten erhalten und fehlt dem Gebirgsteil nördlich von Biel vollkommen. Die undurchlässige Molasse tritt kaum in spärlichen Aufschlüssen an die Oberfläche; zumeist ist sie von Gehängeschutt und Moränenlehm überdeckt. Trotzdem ist sie aber mit den quartären Ablagerungen für die Entwässerung des grössten Teiles dieser Land-

[1]) Bezeichnung von Fournier, E.

schaft ausschlaggebend (siehe Delsberger Becken mit dem Flussdichtemaximum 2,81 des nordöstlichen Hochkettenjura).

Der durch Gletscher verfrachtete und aus der Verwitterung des anstehenden Gesteins hervorgegangene Lehmschutt bedingt Zahl und Verteilung der Flussgerinne. Sein Einfluss überwiegt vollständig jene des Klima und der Vegetation, die Schlee und Machaček zur Erklärung der grösseren Zahl von Flankenrieseln auf der Nordseite der Vellerat- und Chasseralkette herbeizogen. Die Erscheinung der einseitigen Hangentwässerung ist nicht allein nur auf das nach derselben Seite gerichtete Aufgeschlossensein des Gebirgskernes mit seinen quellspendenden Schichthorizonten zurückzuführen, sondern erklärt sich auch durch die unterschiedliche Höhe, bis zu welcher die tertiären und quartären Ablagerungen an den Bergflanken hinaufreichen (siehe Tal von St. Imier, Tavannes, Moutier, Balsthal und die Hänge der Lebernkette). Die ungleichartige Entwässerung des Juraberghanges ist daher nicht eine Folge verschiedenen Niederschlages (Regenfront oder Regenschatten) und ungleicher Insolation, sondern steht in voller Abhängigkeit von der Beschaffenheit der am Aufbau beteiligten Schichtgesteine. Wir treffen deshalb auch überall dort, wo der aus den oberen Jurakalken gebildete Schichtmantel der Faltengewölbe noch intakt ist, wie im SW des nordöstlichen Hochkettenjura, kein einziges Flankenriesel. Mit der Unversehrtheit der Gewölbe bleibt das oberflächliche Flussnetz auf die Talniederungen beschränkt. Die im Berginnern versickerten Wasser werden von der dem Bergfuss anliegenden undurchlässigen Molasse am Austritt gehindert, gestaut, und zahlreiche Quellaustritte kennzeichnen die am Hang hinziehende Schichtgrenze. Ist eine Antiklinale aber bis auf tiefere Schichten aufgebrochen, so beobachten wir häufig, dass die einem solchen Kerne entquellenden Rinnsale versiegen, sobald sie in den Bereich der zerklüfteten Kalkmassen des Malmmantels gelangen.

Einen weiteren Faktor für die Verminderung der Flussdichte bilden endlich die von ausgedehnten Sümpfen und Torfmooren erfüllten weiten Muldenbecken. Ihre erste Anlage liegt im Gebirgsbau begründet, spätere Abtragung durch Wasser und Eis hat die Hohlform ausgeweitet und die Verkleidung mit Grundmoräne die Versumpfung eingeleitet. Teilweise sind diese Talmulden ohne oberirdischen Abfluss, teilweise haben sich ihre Gewässer in tiefer Schlucht durch die Umrandung einen Ausweg erzwungen (Val de la Brévine, les Ponts, de Ruz, de Diesse).

Eigenartig sind die Abflussverhältnisse im Val de Ruz. Zwei Gewässernetze liegen übereinander. Beim oberirdischen des Seyon werden die zahlreichen Wasserfäden auf dem undurchlässigen Quartärschutt in der Klus von Valangien gesammelt und dem Neuenburgersee zugeführt. Das unterirdische Flussnetz speisen die Niederschläge, die in den das Flussgebiet umrandenden, von Spalten und Rissen durchzogenen Jurakalkhängen versickern. Sie treten in der Stromquelle der Serrière wieder zutage. Die beiden Flussysteme variieren stark in ihrer Wasserführung. Das Flussbett des Seyon liegt heute schon oft trocken, und mit Zunahme der Tiefenerosion verliert das oberirdische Gewässernetz stetig an Ausbreitung und Wassermenge zu Gunsten des unterirdischen.

Im „Rheintaler Kettenjura" sind die in den aufgebrochenen Gewölben blossliegenden, mergelig-tonigen Schichtkomplexe des Oxford die Quellträger; die aus Dogger und Malm bestehenden Berghänge sind wasserarm. Das Tertiär hingegen, wo es, wie im Rheintalgraben, den Fuss der Juraketten umkleidet, verursacht mit seiner Undurchlässigkeit eine Erhöhung der Flussdichte.

In der Zone ausserordentlicher Lagerungsstörungen östlich des Delsberger Beckens treten neben den früher genannten Sedimenten zumeist ältere Schichthorizonte der Jura- und Triasformation an die Oberfläche. Von Bretzwil bis an den Aarelauf bei Schinznach ruhen der obersten Schichtplatte des Aargauer Tafeljura grosse Massen überschobener triassischer Sedimente auf. An die mächtige, wasserdurchlässige Muschelkalkzone lehnen sich streifenförmig Keupermergel, Lias- und Opalinustone mit zahlreichen Quellbächen. Die Wasserabfuhr aus den tektonisch bedingten Längstälern geschieht durch die aus dem Tafeljura in die Kettenzone rückwärtsgreifenden Quertäler. Die schuppenförmige Struktur der Gebirgsketten bringt etwa auf der Linie: Passwang – Belchen – Hauenstein – Gugen – Staffelegg – Gislifluh die wassertragenden Schichtglieder des Keupers und des untern Jura nochmals an die Oberfläche. Die beiden Zonen der Triasformation schliessen sich in ihrem Verlauf mehrmals zusammen, wie beim Belchen, Hauenstein, bei Rohr und Staffelegg und verursachen mit ihren quellreichen Horizonten daselbst eine ausserordentliche Verdichtung des Quellnetzes. Über die teilweise schon stark ausgeräumten Muldenzonen erheben sich die zerklüfteten Schichtrippen des Hauptrogensteines. Die undurchlässigen Effingerschichten am Fusse derselben im Aaretal spenden dortigen Gemeinden gutes Quellwasser.

Die orographische Eigenart des Basler und Aargauer Tafeljura erklärt sich neben den tektonischen Verhältnissen aus der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der am Aufbau beteiligten Gesteinsarten der Trias- und Juraformation. Die treppenartig übereinanderlagernden Schichtplatten fallen schwach südlich ein. Von N nach S findet ein stetiger Wechsel von durchlässigen mit undurchlässigen Gesteinszonen statt.[1])

Längs den Schotterterrassen des Rheines erheben sich zunächst eine Reihe von Muschelkalkbergen, von Keuper und Liasrelikten überlagert. Die geringe Ausdehnung der letzteren lässt nur wenige Quellriesel entstehen, die versickern, sobald sie in den Bereich des kluftreichen Muschelkalkes gelangen. Daraus erklären sich Flurnamen, wie „Wassersgrab" westlich Schupfart u. a. Wo jedoch die undurchlässigen Mergelhorizonte grössere Flächen einnehmen, wie am Fusse der Hauptrogensteinstufe zwischen Öschgen und Arisdorf und namentlich im Bereich der Mettauer- und Mandacherzone, wo neben Keuper und Lias noch die fetten Opalinustone als Liegendes der durchlässigen Kalke des Hauptrogensteins stark vertreten sind, ist die Landschaft von einem reichverästelten Gewässernetz überzogen. (Flussdichtewerte von 2,02 bis 2,32). Im westlichen und mittleren Tafeljura herrschen die Dogger- und Malmkalke in ausgedehnter, flächenhafter Verbreitung durchaus vor. Auf ihnen schützen noch Reste von Juranagelfluh und Helizitenmergeln das Wasser teilweise vor dem unmittelbaren Versickern.

Die Durchlässigkeit des Malm kennzeichnet sich treffend im wasserarmen Gempenplateau. Er ist mit den Schotterfeldern von Möhlin und Leuggern eines der wenigen Gebiete im Basler und Aargauer Tafeljura, auf das der Flussdichtewert 0,00 entfällt.

Zusammenfassung.

Die Unterschiede der Flussdichte innerhalb der einzelnen Juralandschaften finden ihre Erklärung in der verschiedenartigen Durchlässigkeit der Gesteine. Von der oberflächlichen Ausbreitung der durchlässigen Schichthorizonte ist die Flussdichte im Jura im vollsten Masse abhängig. Die ganze Schichtfolge von der Triasformation bis zur jüngsten Quartärbildung tritt im Jura an die Oberfläche. Liegen einzelne Schichtkomplexe wie jene der Trias nur an einigen

[1]) Amsler, Alfr., Übersichtskarte der Böden des Aargaus. 1 : 100 000. Frick 1925.

wenigen Stellen entblösst, so erscheinen jüngere Schichtgesteine in stetig anwachsender Ausbreitung an der Oberfläche bis zu den Malmkalken, die in allen Juralandschaften, mit Ausnahme des Basler und Aargauer Tafeljura, vorherrschen. Ihre grosse Durchlässigkeit infolge starker Zerklüftung verleiht deshalb dem ganzen Gebirge den Charakter eines flussarmen Landes, in dem durch Auflagerung (Quartär, Tertiär) und Aufdecken undurchlässiger Schichten (Mergel- und Tonbänke) die Wasserarmut lokal zurücktritt. Die ungleiche Abtragung findet in der Flussdichte deutlichen Ausdruck. Von W nach O und gleichzeitig von N nach S gelangen wir in immer jüngere Gebirgsglieder. Im S überdecken noch undurchlässige kretazische, tertiäre und diluviale Ablagerungen die durchlässigen Kalkschichten des oberen Jura; im N und NW hat eine intensive Abtragung die Schichtserie des Malm bis auf wenige Relikte schon beseitigt und die darunterlagernden, quelltragenden Mergelhorizonte des unteren Jura und der Trias blossgelegt, darum auch im N und S die ungleich grössere Flussdichte als im Mittelteil des Jura mit seinen ausgedehnten Kalksteinflächen (siehe Flussdichtekarte, Tafel IV, Fig. 1).

Die lithologische Verschiedenheit der Oberflächenschicht ist neben der ungleichen Ablagerung der Sedimente vor allem von den tektonischen Verhältnissen abhängig. Sie bedingen mit dem Klima zusammen Dauer und Intensität der Abtragung, woraus sich der verschiedene Erhaltungs- und Ausbildungszustand der ursprünglich geschaffenen Formen erklärt. Es ist deshalb unerlässlich, auch die tektonischen und morphologischen Verhältnisse des Jura in ihrem Einfluss auf das heutige Gewässernetz zu untersuchen.

c) Die Wirkung der tektonischen Verhältnisse auf die Flussdichte.

Schon in den vorangehenden Kapiteln wurde ab und zu der Eigenart der Tektonik in den verschiedenen Juralandschaften Erwähnung getan. Wir sehen hier von einer Einzelbeschreibung derselben ab und beschränken unsere Untersuchung auf jene tektonischen Verhältnisse, die das Gewässernetz unmittelbar zu beeinflussen vermögen.

Der Jura als ein Produkt der jüngsten Gebirgsbildung tritt uns als Mustertypus eines Faltengebirges entgegen. Die strukturellen Züge sind in wesentlichen Teilen noch klar erkennbar, kleinere Gebiete zeigen sich von der Erosion und Denudation schon stark angegriffen und ummodelliert. Die Durchtalung der Hochkettenzone entspricht im grossen und ganzen der Anordnung

der tektonischen Mulden; die Hauptstränge des Gewässernetzes sind damit in ihrer Richtung wesentlich festgelegt. In den langen SW–NO streichenden, oft von mehreren Flussläufen durchzogenen Synklinaltälern nehmen die Hauptflüsse als Sammeladern die ihnen seitlich von den Talhängen zurinnenden Flankenriesel auf. Selten münden die Talmulden ins freie Vorland aus, so dass der Fluss in dieses direkt ausfliessen kann, wie der Talbach bei Schinznach, die Valserine bei Bellegarde, der Surand bei Pont d'Ain und die Ill bei Oltingen. Die meisten Muldentäler sind geschlossen. Die Flüsse haben sich quer zum Gebirgsstreichen in einer engen Klus einen Ausgang geschaffen. Für die Abfuhr der Niederschläge aus dem Innern des Juragebirges sind somit die Quertäler bedeutungsvoll.

Als selbständige Entwässerungsgebiete treten die flachen Talbecken von Diesse, des Val de Ruz und die Talwannen von la Brévine und les Ponts in der Kettenzone hervor. Das Auseinandertreten und Wiederzusammenschliessen der Ketten hat diese Bezirke zu allseitig geschlossenen Talschaften umgewandelt. Während die beiden letzteren eine unterirdische Entwässerung erfahren, lagert sich über das Val de Ruz und das Becken von Diesse ein regelloses Gewässernetz, das sich in tiefer Schlucht den Austritt ins schweizerische Mittelland erzwingt.

Die strukturellen Unterschiede der Hochkettenzone prägen sich gleichfalls im Flussbild aus. Schon früher[1]) wurde betont, dass sich der südliche Hochkettenjura durch die Mächtigkeit seiner Gebirgsketten, der mittlere mit seinen breiten Fächergewölben vom zierlich gegliederten Gebirgsteil im NO abhebt. Diese Verschiedenheit im Gebirgsbau macht sich in der verschiedenen Abständigkeit der Flussläufe bemerkbar. Mit der grossen Anpassung an die Strukturformen stellen sich die Flüsse der Hochkettenzone in scharfen Gegensatz zu den die westlichen Plateaugebiete querenden Wasserläufen; dort infolge der Auswahl tektonischer Tiefenlinien und reiner Erosionstäler eine nahezu schematische Flussanlage, hier ein regelloses, von der Tektonik zumeist unabhängiges Gewässernetz; dort gefällsreiche, kurze Flussläufe, hier ruhig dahinfliessende, windungsreiche Flüsse.

Diese Verschiedenheit in der Entwässerung der beiden Hauptgebiete des Jura findet seine Begründung in der verschiedenen Intensität und Zeit der Krustenbewegung und der dadurch bedingten unterschiedlichen Oberflächengestaltung der einzelnen Juralandschaften. Bei dem von NW gegen SO fortschreitenden Vor-

[1]) Siehe orogr. Gliederung.

gang der Gebirgsbildung war der W bereits schon zur Ruhe gekommen, resp. hatten Abtragung und Einebnung die Gebirgsformen schon stark angegriffen, als im O die Faltung noch andauerte.

„Die Flüsse des westlichen und mittleren Teiles hatten sich der Struktur und Gesteinsbeschaffenheit angepasst und flossen in wenig tiefen Tälern dahin, die des O ordneten sich vorwiegend den von der Struktur geschaffenen Zuständen unter"[1]).

Während nun Alb. Heim[2]) den Kettenjura „in einem Guss einheitlich erzeugt" glaubt, nehmen Brückner und Machaček nach einer Abtragungsperiode eine nochmalige Dislokation des ganzen Gebirges an, die nach Brückner[3]) in einer wiederholten Faltung vor sich gegangen sein soll. Machaček ist der Ansicht, dass eine Hebung mit gleichzeitiger Schiefstellung der in Ausbildung begriffenen Rumpffläche gegen NW und W einen neuen Zyklus der Flussentwicklung im W eingeleitet habe.

Mit der verschiedenen Anpassungsfähigkeit der Flussläufe an die Faltungserscheinungen ist jedoch die Anlage des Gewässernetzes im Jura nicht völlig erklärt; denn neben der Schichtlagerung beeinflussen auch die Verwerfungen und Transversalverschiebungen die Richtung der Flussläufe.

Von der Lage, resp. der Neigung der undurchlässigen Schichthorizonte ist der Austritt der Versickerungswässer abhängig. Das Bestreben, eine möglichst tiefe Lage einzunehmen, setzt das Wasser in der ihm durch die Schichtneigung vorgeschriebenen Richtung in Bewegung. Diese Tatsache trifft sowohl für das unterwie das oberirdische Gewässernetz zu, wo namentlich beim letzteren eine noch so geringe Schichtneigung die Entstehung von Wasserläufen ausserordentlich begünstigt. Die horizontale Lagerung der Gesteinsschichten erschwert jedoch den oberirdischen Wasserabfluss. Diese Wirkung der Schichtlagerung auf das oberflächliche Gewässernetz festzustellen, ist im Jura nicht leicht infolge der grossen Durchlässigkeit der Oberflächenschicht, die sowohl auf ebenen (Plateaus, Fächergewölben), als auch auf stark geneigten Flächen (Hochketten) die Bildung oberirdischer Gerinne verhindert. Als Beispiel hiefür vergleichen wir die fast horizontale Schichttafel der Ajoie mit den Gebirgsketten an den jurassischen Randseen. Die Flüsse fehlen hier wie dort. Trotzdem ist die Schichtlagerung für die Entwässerung des Jura nicht bedeu-

[1]) Machaček, F., a. a. O., p. 117.

[2]) Geol. d. Schweiz, a. a. O., p. 645.

[3]) Brückner, E., La morphologie du Plateau molassique et du Jura suisse. Archiv de Genève XIV. 1902.

tungslos. So treten in den Isoklinaltälern gewöhnlich nur auf der einen Talseite Quellen aus, am gegenüberliegenden Talhang verschwinden die abrieselnden Wässer in den Gesteinsklüften der bergeinwärts fallenden Schichtkomplexe; daher die Quellarmut zahlreicher Antiklinaltäler. Liegt aber die Talsohle in einer wasserundurchlässigen Schicht, so kann ein dichtes Quellnetz entstehen (Combe von Arcets und les Frasses). Oft werden die auf der geneigten Schichtfläche abfliessenden Gewässer in ihrem direkten Ablauf plötzlich gehemmt, indem Brüche den Schichtzusammenhang benachbarter Gebiete aufheben. Infolge der dadurch möglicherweise auftretenden Stauwirkung sammelt sich das Sickerwasser auf dieser Verwerfungslinie, die nun den weiteren Ablauf der Gewässer bestimmt. Die Wasser treten dann in sogenannten Spaltenquellen aus.

Die Einwirkung der Verwerfungslinien ist eine sehr verschiedene. Betrachtet man z. B. die Lage der Erosionstäler der Allaine von Courchavon–Boncourt und des Doubs von Dampjoux–Mandeure, so ist anzunehmen, dass die tektonische Zerrüttungszone längs der hier durchstreichenden Verwerfungen die Richtung dieser Flussläufe bedingt hat. Auch einige der sonderbaren Mäanderbildungen des Doubs (bei Colombier, Déluz, Montfaucon, Montferrand) scheinen nach ihrer Lage zu urteilen durch Verwerfungslinien beeinflusst zu sein. Die tektonische Störung, welche von la Chaux-des Crotenay über Syam-les Nans bis östlich Lemuy verläuft, ist durch mehrere Flussläufe hydrographisch gekennzeichnet. Oft kreuzen aber auch die Flüsse zahlreiche Bruchlinien quer zu ihrem Streichen, wie im Basler und Aargauer Tafeljura, der von zwei fast senkrecht aufeinanderstehenden Kluftsystemen durchzogen ist[1]). Die grossen Täler zeigen in ihrer Richtung keinerlei Beziehungen zu den tektonischen Bruchlinien, hingegen fällt oft der Tallauf der seitlichen Zuflüsse mit der Richtung von Verwerfungen zusammen[2]). Als Beispiele hiefür dienen die Zuflüsse des Eibaches nordwestlich Tecknau und jene der vorderen Frenke bei Ramlinsburg. Wenn wir auch nicht völlig der Behauptung Heims[3]) zustimmen, wonach in der Verteilung von Berg und Tal, und im Lauf der Flüsse gar nichts von den Verwerfungen, von dem in NS bis NO-SW verlaufende Streifen zerhackten,

[1]) Müllerried, Fr., Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafeljura. Diss. Heidelberg 1921.

[2]) Buxtorf, A., Geologie der Umgebung von Gelterkinden. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 41. Lfg. Bern 1901, p. 102.

[3]) Heim, Alb., Geologie der Schweiz, a. a. O. p. 566.

innern Bau der Berge zu sehen sei, so ist doch zu konstatieren, dass ein Grossteil der Flussläufe des Tafeljura, darunter namentlich die grösseren, einen von der Struktur unabhängigen Verlauf nimmt[1]). In Verbindung mit den von N dem Rhein in spitzem Winkel zufliessenden Flussrinnen des Dinkelbergplateaus, welche in ihrer Richtung mit jener der Hauptflüsse im Tafeljura übereinstimmen, lässt sich aus den heutigen Flussläufen das Entwässerungsnetz der Miozänzeit dieser „Fusslandschaften" des Schwarzwaldes konstruieren. Die Bäche zwischen Geisberg und Schinberg werden noch als Reste des obermiozänen Flussystems angesprochen[2]). Die nach S abfliessenden Flüsse gingen der Sammelader der Aare-Donau zu, die ungefähr in der Längserstreckung des heutigen Kettenjura (vor seiner Faltung) zu suchen ist. Von der Rheintalsenke, von W nach O rückwärts einschneidend, zapfte der Rhein die südwärts abfliessenden Schwarzwaldbäche ab und zwang die Flüsse des Basler und Aargauer Tafeljura zur Rückläufigkeit, indessen sich aus der miozänen Rumpffläche eine Schichtstufenlandschaft herausbildete. Die grosse Unabhängigkeit dieser Flussläufe von der tektonischen Struktur lässt sich aus dem Umstand erklären, dass das der vindobonisch-sarmatischen Aufschüttungsdecke aufliegende Gewässernetz von den darunter befindlichen, oligozän angelegten Grabenbrüchen nicht beeinflusst werden konnte. Die im Laufe der Zeit sich einsenkenden Flussgerinne waren dann in ihrem Verlauf schon derart festgelegt, dass nach der Blosslegung der Bruchklüfte, diese keinen Einfluss mehr auf jene auszuüben vermochten. Erst die jüngere Erosion tastet nun den freigelegten Bruchlinien nach. Daraus lässt sich der Schluss ziehen, dass nicht nur das Alter der tektonischen Erscheinungen (hier Grabenbrüche) für die Flussdichte von Bedeutung ist, sondern dass auch die morphologische Entwicklung einer Landschaft bestimmend auf das Gewässernetz einwirken kann.

Der Einfluss der Bruchlinien zeigt sich aber auch noch in einer Erscheinung, die eine Verminderung der Flussdichte herbeiführt. Quert nämlich eine Wasserrinne in ihrem oberirdischen Verlauf eine Bruchzone, so kann diese infolge einer intensiven tektonischen Zertrümmerung des Gesteins eine solche Klüftigkeit erlangt haben, dass der Flusslauf je nach seiner Wasserführung

[1]) Auch für den Pfirter Jura hat R. Grahmann die Feststellung gemacht, dass die Verwerfungen keinerlei unmittelbaren Einfluss auf das Entwässerungssystem ausüben. (Der Jura der Pfirt im Ober-Elsass. Diss. Leipzig 1920.)

[2]) Braun, G., Das Rheingeb. oberh. Basel. Zeitschr. Ges. f. Erdkde., 5—6, Berlin 1919. — Vosseler, P., a. a. O., p. 256.

nicht mehr imstande ist, jenseits der tektonischen Störungslinie seinen Weg fortzusetzen. Die Versickerung grosser Wassermassen, welche im Laufe der Zeiten durch mechanische und chemische Erweiterung der Gesteinsklüfte erleichtert wird, kürzt die oberflächliche Flusstrecke. Dieselbe Erscheinung zeigt sich auch dort, wo infolge Senkung oder Hebung durchlässige Schichthorizonte mit undurchlässigen auf dasselbe Niveau gelangten. Beispiele hiezu finden sich im Gewässernetz um Nans-sous-St. Anne und im Bassin d'Arcier.

Der einheitliche Zug der Gebirgsketten der Innenrandzone wird gestört durch gewisse Querlinien, längs welchen eine horizontale Verschiebung einzelner Kettenzonen nach N stattfand. Beim grössten (ca. 10 km) und markantesten Querbruch des Jura, dem von Vallorbe-Pontarlier, werden die beiden Muldentäler des mittleren Hochkettenjura gegen NO von den Gewölben des nördlich vorgeschobenen Gebietes abgesperrt. Diese tektonischen Störungen machen sich auch in der Flussanlage geltend. Die von Verwitterung und Erosion erweiterten Furchen werden von einem oder mehreren Flüssen als Abflussrinnen benützt. Infolgedessen queren diese Flussläufe die vorherrschend längsgerichteten Entwässerungslinien der Hochkettenzone und übernehmen damit die Funktion eigentlicher Sammeladern der Synklinal- und Antiklinalflüsse, die zufolge der kulissenartigen Stellung der Antiklinalen wechselständig einmünden. (Beispiel: Dôle-Champagnole.)

War man bisher geneigt, diese in den Querfurchen liegenden Abflussrinnen als erst nach der Faltung entstanden und tektonisch begünstigt anzunehmen, so versucht nun Schardt nachzuweisen, dass die Quertalfurchen alten tertiären Stromrinnen entsprechen. « Cette tranchée n'a pu être qu'un cañon éopliocénique, ayant entamé les couches du Jurassique, après avoir traversé les sédiments déjà les réduits du miocène et de l'oligocène. Cependant, il existe des traces de ces vallées primitives; elles sont indiquées par le niveau des nappes de recouvrements superposées à la molasse. Il existe des axes d'abaissement coincidant parfois avec de véritables fossées coupant transversalement plusieurs plis, dont les terrains se sont enfoncé dans un sillon préexistant dans le soubassement tertiaire »[1]). Es wären also somit die heutigen Flussläufe gleichsam nur Relikte eines früheren, mächtigen Stromsystems, das nach Schardt mit der Arve, Rhone und Aare in Verbindung gebracht werden könnte. Wenngleich die bisherigen Funde für die Annahme eines pliocänen Strombettes im noch ungefalteten Juragebiet sprechen, so scheint mir doch die Existenz eines solchen im Zusammenhang mit dem alpinen Entwässerungssystem ohne weitere Beweise antezedenter Flussläufe im Innern des Jura zweifelhaft.

Auch die Gebirgsknoten von les Rangiers und der Hohen Winde zeichnen sich im Flussbild ab. Die Scharung der Gebirgs-

[1]) Schardt, H., Les cours d'eau pliocéniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura. Ecl. géol. helv. XVI. Lausanne 1920/22, p. 121 ff.

ketten bewirkt ein allseitiges Abströmen der Gewässer. Das ausstrahlende Gewässernetz kommt besonders bei les Rangiers deutlich zum Ausdruck; zudem besitzt diese Örtlichkeit die Eigenschaft eines markanten hydrographischen Knotenpunktes der mitteleuropäischen Wasserscheide zwischen Mittelmeer und Nordsee. Die Hauptwasserscheide des Juragebirges folgt im wesentlichen der Westgrenze des nordöstlichen Hochkettenjura. Mit der Umfassung des Val de Joux fällt sie auf die innerste Gebirgskette. Der Jura zeigt damit auch hydrographisch eine auffallende Asymmetrie. Das ganze westliche Plateauland mitsamt dem südlichen Hochkettenjura gehört dem Stromgebiet der Rhone an. Die Flüsse, welche den breiten Gebirgsteil entwässern, übertreffen jene vom Einzugsgebiet des Rheines in der verhältnismässig schmalen Hochkettenzone bedeutend an Länge. Noch hat keiner der Flüsse vermocht, den orographischen Gebirgsscheitel zu überwinden. Die grossen Plateauflüsse (Doubs, Bienne, Ain) sind zum Teil schon tief in die Hochkettenzone eingedrungen. Die Wassergerinne des Rheinstromgebietes blieben bis jetzt auf die innere Hochkettenzone beschränkt. Einzig die Birs hat sich infolge der tiefen Erosionsbasis des Rheintalgrabens (ca. 230 m) ein grösseres Einzugsgebiet erobert.

Zusammenfassung.

Das Entwässerungsnetz des Jura ist kein einheitliches. In der Anpassung an die Strukturformen lassen sich deutlich zwei Flusssysteme unterscheiden. Die Flusslinien der Hochkettenzone werden vorwiegend beherrscht vom Streichen der Faltungsketten. Die kurzen Quertäler dienen der Entwässerung der Längstäler und ermöglichen deren Verbindung untereinander und mit dem Vorland. Die grossen Flusslinien des W zeigen einen von der inneren Struktur unabhängigen Verlauf, ordnen sich zum Teil in grossen Zügen dem allgemeinen Gebirgsstreichen unter. Innere tektonische Störungen machen sich in der Hochkettenzone (Brüche, Querverschiebungen) stärker bemerkbar als im westlichen Plateaugebiet, wo die Entwässerung ausschliesslich an die Erosionserscheinungen angepasst ist. Den Bruchlinien kommt wegen der anormalen Lagerung der einzelnen Schichtkomplexe mehr ein indirekter Einfluss auf das Flussnetz zu, da der Durchlässigkeitsgrad der Oberflächenschichte die heutige Verteilung der Flusslinien durchaus beherrscht.

4. Die Bedeutung der morphologischen Erscheinungen für die Flussdichte.

a) Der mittlere Flussabstand und die Dichte der Zerschneidung in den Juralandschaften.

Die Methode der Flussdichtebestimmung, wie sie in vorliegender Arbeit nach der Definition: Flusslänge pro 1 km² durchgeführt wurde, schliesst trotz ihrer besonderen Eignung für das Untersuchungsgebiet einige Mängel in sich. Wohl gibt sie für jede Flächeneinheit die Länge der ihr zugehörigen Wasserläufe an. In keiner Weise kommt aber deren Verlauf und Anordnung darin zum Ausdruck; ein Moment, auf das doch der ureigenste Sinn der Bezeichnung „Flussdichte" hinweist und das für die morphologische Gliederung einer Landschaft ausschlaggebend ist. In der einen Flussdichtezahl verbergen sich infolgedessen sehr verschiedene Erscheinungen.

Bei Betrachtung der einzelnen Quadratflächen zeigt sich der auf sie entfallende Flussnetzanteil analog den Zahlenwerten ausserordentlich mannigfaltig. Jedoch auch dort, wo die Messung der Flussläufe gleiche Werte ergibt, ist die Anordnung der Flusslinien oft grundverschieden. Diese Vielgestaltigkeit der Flussnetze innerhalb der Quadratmaschen liegt in der Kombination einiger weniger Grundtypen (vergl. Tafel V, Fig. 2). Wir unterscheiden für unser Gebiet deren vier, die sich nach Anlage, Alter und Entwicklung wesentlich voneinander abheben:

1. das dichte Netz der Wasserfäden innerhalb eines Quelltrichters (siehe Combe von les Arcets);

2. der gestreckte Flusslauf in der Synklinalmulde, der als Sammelader die ihm von den Bergflanken zuströmenden Hangriesel aufnimmt (Beispiel: die Schüss);

3. der stark mäandrierende Flusslauf (Beispiel: der Surand);

4. das Zusammenströmen grosser, von ihrem Quellgebiet weit entfernter Flüsse wie beim hydrographischen Knotenpunkt von Brugg.

Die Flusslänge kann bei allen vier Typen möglicherweise denselben Betrag erreichen. Infolgedessen ist aus der Flussdichtezahl allein noch kein Schluss zu ziehen auf die hydrographische Gliederung des betreffenden Flussgebietes.

Um die Individualität der einzelnen Flussgebiete und namentlich die Anordnung der Flüsse und die mit ihr verbundene Zertalung in den verschiedenen Juralandschaften bildhaft darzu-

stellen, wählte ich das Verfahren, das C. Rohrbach[1]) zur Bestimmung mittlerer Küstenabstände der Kontinente gebrauchte.

Er schreibt darüber: „Die Linien gleichen Grenzabstandes erhalten wir als einhüllende Kurve aller Kreise von bezüglich gleichem Halbmesser um die Punkte der Grenze, auf welche sich die Untersuchung im gegebenen Falle bezieht."

Vertauschen wir das Wort „Grenze" mit dem Ausdruck „Fluss", so ist damit auch schon die Methode zur Anfertigung der Karte mittlerer Flussabstände erklärt[2]). Als Intervall der einzelnen Grenz-, resp. Abstandslinien, abhängig von der Grösse und Gestaltung des Untersuchungsgebietes, wählte ich 1 km.

Aus der Karte ist ersichtlich, dass die Intervallinie, welche zunächst dem Flusslauf entlang streicht, der allgemeinen Richtung desselben folgt, aber bei seitlichen Zuflüssen um dieselben ausbiegt. Die Mäanderbildungen aber, welche die Flussdichtezahl so stark erhöhen, kommen kaum mehr zur Andeutung; damit wird die Bedeutungslosigkeit der Mäander auf die Gewässerdichte in der Natur charakterisiert. Der Verlauf der Äquidistanten vereinfacht sich mit wachsender Entfernung von den Flussläufen. Das Zusammenströmen derselben wandelt die Kurven mittlerer Grenzabstände zu Grenzlinien geschlossener Flächenstücke um. Diese seien hier als Kurvengebiete bezeichnet. Die Ausdehnung derart umgrenzter Flächenstücke ist vollständig abhängig von der wechselnden Entfernung der Flussläufe voneinander. Als Gebiete ohne oberirdischen Wasserabfluss geben sie durch ihre verschiedene Grösse und Form ein wechselreiches, instruktives Bild der einzelnen Flussysteme.

Somit tritt auf dieser Karte mittlerer Flussabstände wieder deutlich die Symmetrie des Jura hinsichtlich seines Gewässernetzes in Erscheinung, indem sich in der Mittelzone des jurassischen Gebirgsbogens die grossen, zusammenhängenden Kurvengebiete (oberirdisch abflusslose Flächen) finden, welche gegen das Ost- und Südende des Jura an Ausdehnung zusehends verlieren. In der Umgebung von Brugg und les Echelles ist selbst das Kurvengebiet mit dem Minimalabstand von 1 km zwischen den Flussläufen vollständig verschwunden, d. h. die Bäche durchziehen diese Landschaften in durchwegs geringerer Entfernung als 1 km voneinander.

Der Vergleich einzelner Juralandschaften miteinander lässt die Unterschiede noch schärfer hervortreten. Im Basler und Aar-

[1]) Über mittlere Grenzabstände. Pet. Mitt. XXXVI. Gotha 1890. p. 76 ff.

[2]) Siehe Tafel V, Fig. 1.

gauer Tafeljura fehlen die Kurvengebiete nahezu völlig, nur bei den quartären Aufschüttungsböden von Leuggern und Möhlin und dem Gempenplateau mit seinem durchlässigen Kalkboden schliesst die 1 km-Abstandskurve eine beschränkte Fläche, auf den Muschelkalkbergen längs des Rheines nur unbedeutende Parzellen ein. Das feinverästelte Gewässernetz dieser Juralandschaft, wie auch jenes im O des nordöstlichen Hochkettenjura lässt grössere, flussarme Flächen nicht auftreten. Erst gegen SW im Flussgebiet der Birs gewinnen dieselben an Ausdehnung, halten sich zunächst scharf an die einzelnen Gewölberücken der Gebirgsketten, verbreitern sich jedoch südwärts zusehends bis zu einem mittleren Flussabstand von 3 km.

Die auf der Flussdichtekarte schon skizzierte Linie: Miécourt–Biel kommt auf dieser Karte schärfer zur Geltung. Sie trennt die westlichen Plateaulandschaften vom Berner Kettenjura im O. Das dichte Gewässernetz endet hier plötzlich und es erscheinen unvermittelt die grossen oberirdisch abflusslosen Gebiete im SW. Besonders die Hochfläche der Freiberge mit der mittleren Flussentfernung von über 4 km hebt sich deutlich in ihrer geschlossenen Form aus dem Kartenbild heraus. Die grössten Flussabstände weisen aber die ausgedehnten Ebenheiten des Plateaujura auf. Hier findet sich das Entfernungsmaximum der jurassischen Flüsse um Lévier, wo der Wanderer über 14 km zu marschieren hat, um von einem Wasserlauf zum benachbarten zu gelangen. Der Mangel kleiner Wasserfäden und die spärlich verteilten Zuflüsse der Hauptwasseradern kommt im Verlauf der Abstandskurven recht deutlich zur Geltung. Die ganze Plateaulandschaft erfährt durch die Hauptflusslinien eine Aufteilung in verschiedene Sondergebiete, die in Form und Grösse stark voneinander abweichen. Scharf tritt die oberirdisch abflusslose Fläche des ersten Plateaus westlich Lons-le-Saunier–Arbois hervor. Das Kurvengebiet der 2 km-Linie zieht sich zusammenhängend auch über den Nordteil des Hügeljura hin und gibt dadurch Zeugnis von der Trockenheit dieser Landschaft. Südlich der drei grossen, dem Streichen der Ketten folgenden Trockengebiete des mittleren Hochkettenjura reduzieren sich die von den Abstandslinien umgrenzten Flächenstücke mehr und mehr, ein Zeichen zunehmender Gewässerdichte.

In der Form der einzelnen Flächenstücke erkennen wir zugleich verschiedene Erscheinungen der Juratektonik. In der Hochkettenzone stimmen die langgestreckten Flächenstücke mit einzelnen Kettenzügen überein (z. B. Monto-, Chasseral-, Reculet-, Revermontkette). Im mittleren Hochkettenjura zeichnen sich

die plateauförmigen Gewölberücken deutlich in breiten, abflusslosen Flächen ab; ebenso die Transversalstörungen, wobei die betreffenden Talzüge durch die Kurvengebiete der absperrenden Antiklinalen geschlossen werden.

Aus diesen Tatsachen gewinnen wir die Überzeugung, dass die Karte mittlerer Flussabstände, mit der Berücksichtigung der natürlichen Verteilung der Flussläufe, die nach einem geometrischen Prinzip angefertigte Flussdichtekarte vorteilhaft ergänzt. Die in der Flussdichtezahl enthaltenen und sie bedingenden Erscheinungen kommen auf diesem Kartenbild in natürlicher Weise und voneinander getrennt zur Darstellung. Der die Flussdichte unvorteilhaft beeinflussende Faktor der Flussentwicklung ist nahezu ausgeschaltet. Obgleich nur die horizontale Verteilung der Gewässer auf dieser Karte in Berücksichtigung gezogen ist, lassen sich doch daraus zahlreiche und mannigfache Erkenntnisse gewinnen und Schlüsse ziehen auf die wirksamen Faktoren, die für die Flussverteilung und die morphologische Gliederung nicht nur des Jura, sondern einer Landschaft überhaupt ursächlich und massgebend sind. Die Grösse der Kurvengebiete und der Verlauf ihrer Randlinien kennzeichnet bis zu einem gewissen Grade den gegenwärtigen Abtragungsvorgang, wenn auch die wirkliche Zertalung, resp. Taldichte, mit den im Jura so zahlreichen Trockentälern nicht vollständig zur Abbildung gelangt*).

b) Die Stadien der Flussystementwicklung und ihr Zyklus im Plateaujura.

Die Verschiedenheit der Flussysteme ist neben der Beschaffenheit des Untergrundes auch vom Wasser selbst bedingt, das als modellierendes Agens der Erdoberfläche stetig an der Schaffung und Umgestaltung des Gewässernetzes tätig ist. In den einzelnen Juralandschaften äussert sich dieser Einfluss des Wassers in besonderer Weise und in verschiedenem Ausmass.

Der Jura ist ein Kalkgebirge. Er zeigt deshalb auch all die Erscheinungen und Oberflächenformen, die für ein solches eigentümlich sind und die man als Karstphänomene[1]) zu bezeichnen

*) Anmerkung: Zieht man jedoch die Abstandskurven auch den Tallinien entlang, so scheint mir die für die mittlere Flussabständigkeit angewandte Methode auch für die in morphologischer Hinsicht wünschbare kartographische Darstellung der Taldichte durchaus geeignet, wenn dabei Tiefe und Breite der Talungen irgendwie gekennzeichnet werden.

[1]) J. Cvijić hat unlängst eine Gruppierung der Karsterscheinungen nach morphologischen Gesichtspunkten vorgenommen, wobei er einen *Type*

pflegt. Schon Machaček hat in seiner geomorphologischen Studie über den Jura[1]) dieser Karsterscheinungen im einzelnen Erwähnung getan. Ich werde deshalb dieselben im folgenden nur insofern anführen, als sie dem Zwecke unserer Untersuchung dienlich sind.

Die Flussarmut grosser Gebiete knüpft sich an das oberflächliche Auftreten der stark von Rissen und Klüften durchsetzten Kalkschichten der Juraformation. Auf Niederschlagswässer wirken diese wie ein Sieb. In unglaublich kurzer Zeit sind die grössten Wassermengen verschluckt. Die oberirdische Flussbildung wird erschwert, mancherorts verhindert. An Stelle eines zusammenhängenden, peripherisch gerichteten Entwässerungsnetzes treten zahllose hydrographische Zentralgebiete in Form von Dolinen, Uvalas oder Poljen, in denen sich nur selten ein kümmerliches Rinnsal vorfindet. Das oberirdische Gewässernetz wird ersetzt durch ein unterirdisches, vertikal gerichtetes. In willkürlich angelegten Klüften, oft Verwerfungen angepassten Spalten sinken die Wasser in die Tiefe, bis ihr weiterer Abfluss nach unten durch einen undurchlässigen Schichthorizont, resp. durch das Karstwasserniveau gehemmt wird. Die Höhe desselben richtet sich nach Lage und Grösse der ins Freie führenden Austrittsstellen, und wechselt infolgedessen von Ort zu Ort. Im allgemeinen senkt sich das Karstwasserniveau stetig, denn die Quellaustritte erfahren eine Profilvergrösserung und Tieferlegung, die um so rascher erfolgt, je grösser die von der Quelle oder dem Fluss zu bewältigende Höhendifferenz von oberer zu unterer Denudationsbasis, die Wassermenge und die Widerstandsfähigkeit des Gesteines sind.

Mit dem Sinken des Karstwassers ist aber nicht selten eine völlige Änderung des regionalen Entwässerungssystemes verbunden. Bisher vom Wasser benützte Höhlengerinne werden trockengelegt. Höher gelegene Quellen verlieren ihren stetigen Wasserzufluss. Die von denselben gespiesenen oberirdischen Wasserläufe verschwinden, um bei starken Niederschlägen wieder als intermittierende Quellen und Bäche zu erscheinen.

Mit der Verminderung der oberirdischen Wasserläufe ist auch ein Wechsel der erodierenden Kräfte auf der Erdoberfläche verbunden. An Stelle der raschen und intensiven linienhaft wirkenden Erosionsarbeit des fliessenden Wassers tritt die langsame, flächen-

jurassien ausscheidet, der in seinen sanfteren Formen dem Vollkarst, resp. Holokarst ähnelt. Types morphologiques des terrains calcaires. C. R. Ac. Sc. T. 180. Paris 1925.

[1]) A. a. O.

haft tätige Abtragung, wobei Frost, Schnee und Insolationsverhältnisse von nicht zu unterschätzender Wirksamkeit sein können. Die dabei sich bildenden Rückstände (Terra rossa) werden bei heftigen Schlagregen vom Niederschlagswasser in suspendierter Form weggetragen und bei raschem Abfluss in die Tiefe mitgerissen. Dadurch entsteht die für Juraquellen so charakteristische Trübung nach starken Niederschlägen. Im Innern des Gebirges schafft das Wasser oft grosse Hohlräume, deren Decke — genügender Stützfläche beraubt — einbricht. Es bildet sich ein Einsturzschacht, ein Trichter oder schliesslich ein kurzes, sackartiges Tal. Diese im Plateaujura zahlreich auftretenden Sacktäler führen zu einer Verlängerung des oberflächlich erscheinenden Flusslaufes, der in seiner Richtung unabhängig von der orographischen Gestaltung der Oberfläche vollständig durch das von ihm benützte, nun aufgedeckte Bruch- und Kluftsystem beherrscht wird.

Diese verschiedenartigen Vorgänge der jurassischen Entwässerung treten im Flussystem der Loue deutlich hervor. Die wechselnde Erosionstätigkeit des Wassers hat hier einen reichen morphologischen Formenschatz in den verschiedensten Entwicklungsstadien geschaffen, und es soll daher im folgenden dieses Flussgebiet eine eingehendere Beschreibung erfahren.

Das Flussgebiet der Loue scheidet sich innerhalb des Plateaujura hydrographisch in drei Zonen, die ich als „Quell-", „Glieder-" und „Stamm-Zone" bezeichne.

Die „Quellzone" kennzeichnet sich durch eine auffallende Flussarmut und trägt alle Merkmale einer intensiven Verkarstung. Der Flussquelle der Loue (Source vauclusienne), die mit einem mittleren Ertrage von 6700 lt/sec auf einer Mergelbank des Astartenkalkes am Fusse einer ca. 200 m hohen Talwand nördlich Ouhans zutage tritt, fliessen aus weiten Gebieten um Lévier und Arc-sous-Cicon die Wasser unterirdisch zu. Die anlässlich des Brandes einer Absinthfabrik in Pontarlier festgestellte unterirdische Verbindung des Doubs mit der Loue (10 km Luftlinie) und das tiefe Karstwasserniveau lassen somit auf ein ausgedehntes unterirdisches Gewässernetz in horizontaler und vertikaler Erstreckung schliessen. Bis Vuillafans fehlt dem Quellstrang jeglicher oberirdische seitliche Zufluss, und die Loue stellt sich damit in scharfen Gegensatz zu Flüssen in Gebieten wasserundurchlässigen Untergrundes, deren Quellbezirk zumeist aus einem Netz von Wasserfäden besteht, die sich wie das Geäst eines Baumes allseitig an ein Hauptgerinne anschliessen. Das tiefeingesenkte und sackförmige Quelltal liegt fast durchwegs

in den oberen Juraschichten. Nur bei Mouthier gelangen in den durchquerten Antiklinalen auch Liasmergel an die Oberfläche.

Unterhalb Lods erscheint nun plötzlich ein verhältnismässig dichtes Gewässernetz. Von beiden Seiten strömen der Loue zahlreiche Quellbäche, teilweise mit beträchtlichem Wasserertuss zu. Wir befinden uns in der „Gliederzone". Die Eintiefung des Flusses in die wasserundurchlässigen Oxfordschichten hat die Stauung des Karstwassers hier aufgehoben. Die im Malm versickerten Wassermassen treten an den Talseiten auf dem undurchlässigen Schichthorizont in Quellen aus. Diese den Kluftsystemen nachspürenden Quellgerinne arbeiten mit dem Hauptfluss zusammen tüchtig an der Ausräumung der wenig widerstandsfähigen Oxfordmergel. Infolge der Unterhöhlung verlieren die festen und harten Gesteinsbänke des Malm ihre notwendige Festigung und brechen stückweise nach. Die damit verbundene Rückwärtsverlegung des Quellaustrittes öffnet in der neugebildeten Bruchnische ein bisher noch verschlossenes Kluftsystem nach aussen und kann bei tieferer Lage anderen Quellen tributäre Sickerwässer an sich ziehen, und damit die Anlage der Quellfäden beeinflussen. Neben der mechanischen Erosion des Wassers ist auch die Verwitterung und Abspülung an dem entblössten Mergelhorizont tätig. Das Zusammenwirken dieser abtragenden Kräfte hat eine stetige Verbreiterung des Hauptflusstales zur Folge, und das Gewässernetz, d. h. die Flussdichte wird ständig vergrössert.

Die Gebirgsmasse erfährt damit eine Zerschneidung in einzelne Plateaustücke, sowie in Riedel und Sporne, wobei der auf dem sanftgeböschten Talus des Oxford aufsitzende Kalkklotz (Kanzel)[1]) mit seinen schroffen Steilwänden an Ausdehnung zusehends verliert, bis zuletzt der Mergelkomplex, von der schützenden Malmdecke entblösst, in verhältnismässig kurzer Zeit von der Verwitterung und Abspülung beseitigt wird.

Dieser Abtragungsvorgang kann jedoch in seiner weiteren Entwicklung direkt entgegengesetzte Verhältnisse herbeiführen, wie sie in der „Stammzone" deutlich in Erscheinung treten. Von Vuillafans weg nehmen die seitlichen Zuflüsse an Länge stetig zu bis in die Gegend von Ornans. Unterhalb Maizières bleiben die rechtsseitigen Quellflüsse aus, die linksseitigen mit Ausnahme des Lison vermindern ihre oberirdischen Laufstrecken beträchtlich. Es zeigt sich damit eine auffallende Assymmetrie

[1]) Ausdruck gebraucht im Sinne G. Götzingers: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh. IX, 1. Leipzig 1917, p. 108.

im Flussnetze der Loue. Der Hauptfluss selbst schlängelt sich in engen Windungen in südwestlicher Richtung bis Châtillon-sur-Lizon, wo er nach N umbiegend in die „Stammzone" eintritt. Daselbst bleibt das Gewässernetz, von einem kümmerlichen Rinnsal bei Rurey abgesehen, bis weit in die gefaltete Randzone hinein auf den in eingesenkten, breiten Mäandern träg dahinströmenden Hauptfluss beschränkt.

Hier findet ein neuer Verkarstungsprozess statt. An Stelle des zurückwitternden und abgespülten Stauhorizontes des Oxfordien tritt als Liegendes des durchlässigen, abgedeckten Doggers die wasserundurchlässige Schichtfläche der Liasmergel. Das Karstwasserniveau senkt sich. Dem rasch sich eintiefenden Hauptfluss vermögen die wasserarmen Seitenbäche mit ihrer schwachen Erosionskraft nicht nachzufolgen. Mit der Rückwärtsverlängerung und Verbreiterung der Täler werden die kluftreichen Doggerkalke in wachsender Ausdehnung blossgelegt. Zuletzt finden sich nur noch geringe Reste oberer Juraschichten in einigen Kanzelbergen vor. Das fliessende Wasser tritt bei diesem Stadium des Abtragungsvorganges als wirksamer Faktor immer mehr zurück. Die Bäche versiegen. Die Versickerungsfläche wächst und lässt die lösende Tätigkeit des Wassers im Verein mit der Verwitterung als die vorherrschenden denudierenden Kräfte erscheinen. In weiter Ausdehnung treten in der „Stammzone" Doggerkalke zutage, die infolge ihrer Klüftigkeit wieder dieselbe oberirdische Fluss- und Talarmut aufweisen, wieder dieselben Karstformen in reicher Entwicklung zeigen, wie wir sie schon in der „Quellzone" vorfanden. Hier wie dort derselbe herrschende Verkarstungsprozess. Diese Wiederholung der Formerscheinungen und die Gleichartigkeit der umformenden Kräfte kennzeichnen einen Erosionszyklus[1]), der in seinem Ablauf im Flussgebiet der Loue völlig geschlossen und in seinen einzelnen Stadien gesondert zutage tritt.

Während des Stadiums der Verkarstung befindet sich die Erdoberfläche in einem relativen Ruhezustand. Die Formenerneuerung ist gering, es fehlt die Kraft des oberflächlich fliessenden Wassers. Die Abtragung ist eine minimale und steht in scharfem

[1]) Den Ausdruck „Erosionszyklus" möchten wir aber hier in einem andern Sinne aufgefasst wissen, als ihn Davis in die Morphologie eingeführt hat. Während der Davis'sche Zyklus in Wirklichkeit keine Wiederkehr desselben Formenschatzes innerhalb eben dieses sog. Zyklusses bedeutet, sondern eine ablaufende Entwicklungsreihe darstellt, handelt es sich hier tatsächlich um die stetige Wiederkehr derselben Erscheinung ohne tektonische Veränderungen, weshalb uns hier das Wort „Zyklus" angebracht erscheint.

Gegensatz zu jener, die das Gebirge während des Stadiums der Zerschneidung und der Verwitterung erleidet, und die wir in der „Gliederzone" gekennzeichnet haben. Mit dem Anschnitt des undurchlässigen Schichthorizontes wird eine rasche und intensive Zertalung herbeigeführt, die einen mächtigen Schichtkomplex in verhältnismässig kurzer Zeit wegzuräumen vermag. Infolge des Wechsels von durchlässigen und undurchlässigen Schichten gelangt aber wieder wie in der „Stammzone" ein durchlässiges Gestein an die Oberfläche. Das Wasser verschwindet abermals in die Tiefe. Es kehrt das Stadium der Verkarstung wieder und in diesem Ruhezustand bilden sich abermals die Formen heraus, wie sie die „Quellzone" aufweist, nur in einem der Mächtigkeit des abgetragenen Schichtkomplexes entsprechend tieferen Niveau (vergl. Talprofilskizze auf Tafel V).

c) Die Bildung des Böschungsprofiles im Jura.

Von der lithologischen Beschaffenheit, dem Grad der Porosität, der grösseren oder geringeren Festigkeit und wechselnden Widerstandsfähigkeit des Untergrundes gegenüber den zerstörenden Kräften (chemische und mechanische Verwitterung) und der Tätigkeit des spülenden und fliessenden Wassers ist das hydrographische Netz und damit auch die Formung der Erdoberfläche in grossem Masse abhängig. An der Abtragung der verschiedenen Gesteinsarten arbeitet das Wasser, bezw. die Verwitterung in ganz bestimmter Weise. Bei harten, durchlässigen Kalkgesteinen ist die Abspülung an der Aussenfläche wesentlich geringer wie bei undurchlässigen, mergeligen und tonigen Schichtkomplexen, die stark der Ausräumung unterliegen und sanftgeneigte, reich durchfurchte Böschungen aufweisen. Die widerstandsfähigen Kalkbänke jedoch werden unterhöhlt, brechen oft nach und es kommt zur Herausbildung der für den Jura so charakteristischen Steilhänge und Flühen, an deren Fuss sich oft mächtige Schutt- und Sturzmassen aufhäufen. Die ungleiche Verwitterbarkeit der einzelnen Schichtstufen und -bänke ruft infolgedessen ein ganz bestimmtes Böschungsprofil hervor, bei dem die kahlen und schroffen Kalkfelswände mit den flacheren Gesimsen der Mergelhorizonte wechsellagern, wobei überdies die Vegetation diese Stufung im Jura auf grosse Entfernung hin sichtbar macht. Je widerstandsfähiger, bezw. durchlässiger das Gestein gegen die von aussen wirkenden Einflüsse ist, desto enger treten die steilen Talwände eines Erosionstales zusammen, ein Vorgang, der natürlich auch abhängig ist von der Zeit, während welcher die Kräfte der Verwitterung und Abtragung tätig sind.

Dieses Verhältnis der talschaffenden Kräfte zur Resistenzfähigkeit der verschiedenen Gesteine tritt uns aus den fünf von H. Résal[1]) entworfenen Querprofilen des Louetales augenfällig entgegen[2]). Sowohl in der „Quell-", als auch in der „Stammzone", d. h. in den Malm- und Doggerkalken zeigt sich in dem tiefeingeschnittenen Cañontal derselbe Talcharakter. Von Lods abwärts weichen die Kalksteilwände über dem sanftgeböschten Hang des Oxford immer stärker zurück, wobei die Verwitterung als zerstörender Faktor immer grössere Bedeutung erlangt gegenüber der Tiefenerosion der Loue, die von Maizières abwärts an der Bildung eines frischen Cañontales in die harten Schichtbänke des Bathonien und Bajocien begriffen ist. Der früher erwähnte Erosionszyklus ist also auch in der Entwicklung des Talprofiles festgehalten, die Résal mit der Konstruktion des Talöffnungswinkels (l'angle d'ouverture de la vallée), dessen Schenkel durch die Mitte des Flusslaufes gehen und die Oberkanten der beiden Talhänge berühren, mathematisch darzustellen suchte.

Dieser Talöffnungswinkel beträgt:

1. Bei der Louequelle am Chanois . . .	94°	Quellzone
2. Bei Mouthier.	150°	
3. 1 km oberhalb Ornans	144°	Gliederzone
4. Bei Maizières	151°	
5. 1 km oberhalb Forges de Châtillon . .	129°	Stammzone

Aus dem 1., 3. und 4. Wert erkennen wir die langsame Verbreiterung des Talquerprofiles. Das enge Cañontal weitet sich flussabwärts allmählich zu einem breiten Sohlental, in dem die Hänge in der vorbeschriebenen Art mehr und mehr zurückwittern. In den freigelegten widerstandsfähigen Doggerkalken der Talsohle tieft sich aber indessen der Hauptfluss weiter ein und schafft sich dort ein neues, cañonähnliches Flusstal. Die kleine Zahl des Talöffnungswinkels oberhalb Forges de Châtillon kennzeichnet diese eben begonnene, noch wenig fortgeschrittene Talbildung innerhalb des alten Talprofiles eigenartig. Der auffallend hohe

[1]) Statistique géologique, minéralogique et minéralurgique des départments du Doubs et du Jura. Besançon 1864.

[2]) Von den zahllosen, bisher veröffentlichten Talquerprofilen des Jura greife ich die Résal'schen deshalb heraus, weil sie das Flusstal der Loue betreffen, und für unsere weiteren Untersuchungen zweckdienlich sind. Im übrigen fällt das Verdienst, erstmals die jurassischen Talprofile resp. Böschungsverhältnisse systematisch untersucht zu haben, J. B. Renaud-Comte zu, der seine Studien unter dem Titel « *Etude systématique des Vallées d'érosion, dans le département du Doubs* » 1846 in den Mém. Soc. d'Emulation du Doubs. II, p. 23—62 veröffentlicht hat.

Betrag bei Mouthier ist auf die anormale Schichtlagerung an dieser Stelle zurückzuführen, wo hochgehobene Liasmergel einer raschen und tiefgreifenden Ausräumung durch die Loue unterliegen.

d) Fluss- und Talentwicklung.

Die Konsistenz des Untergrundes macht sich aber noch in einer weiteren Beziehung bemerkbar, in der Flussentwicklung. Es ist eine bekannte Tatsache, dass ein Fluss stets bestrebt ist, sein Gefälle auszugleichen, das durch die Lage der oberen und unteren Denudationsbasis gegeben ist. Mit zunehmender Eintiefung verflacht die Gefällskurve, bis nach einiger Zeit das Gleichgewichtsprofil hergestellt ist. Die Erreichung dieses Zieles ist neben der von Wassermenge und Gefäll bedingten Erosionskraft des Flusses in besonderem Masse von der Beschaffenheit des Untergrundes abhängig. Der Fluss, der sich in relativ kurzer Zeit in leicht erodierbare Gesteinskomplexe einzutiefen vermag, benötigt bei härterem Untergrund und bei sonst gleichen Umständen für dieselbe Arbeit mehr Zeit. Wo sich deshalb der Fluss abwechselnd über weiche und harte Gesteine mit verschiedener Resistenzfähigkeit bewegt, wird er zunächst ein treppenartiges Profil herausarbeiten. Die Tiefenerosion des Flusses wird indessen in der weniger widerstandsfähigen Laufstrecke aufgehalten. Der Fluss akkumuliert und sucht sich seitlich zu entwickeln, unterhöhlt dabei die harten und steilen Uferwände, die durch Nachbrechen den eben erst geschaffenen Flussweg zu sperren vermögen. Dabei wird der Fluss veranlasst, in die niedergestürzten Felsmassen eine neue Rinne einzutiefen oder wenigstens seitlich auszuweichen, d. h. er mäandriert.

Die Flusslaufentwicklung bestimmte man bisher durch das Verhältnis der wahren Flusslänge zu der die Endpunkte der Flusstrecke verbindenden Geraden. Die so ermittelte Flussentwicklung ist aber keineswegs eindeutig, denn bei gleichbleibender Länge kann die Flusskurve jede Form annehmen, und das Bild der tatsächlichen Gewundenheit des Flusslaufes geht verloren. Da sich aber die Flussentwicklung einerseits zusammensetzt aus den einzelnen kleinen Flussschlingen, die sich in gerader oder bogenförmiger Linie aneinanderreihen können, anderseits aber abhängig ist von dem Verlauf der tektonisch gegebenen oder durch Erosion umgestalteten Tallinie, so ist es notwendig, neben der hydrographischen Entwicklung des Flusslaufes im Tale, die Tallinie selbst in ihrem Verlauf mit der Geraden zu vergleichen[1]). Diese orographische Talentwicklung im Verein mit der Flusslaufentwicklung ergibt erst die eigentliche Flussentwicklung.

[1]) Gravelius, H., Flusskunde. Berlin 1914, p. 37. — Philippson, A., Grundzüge der allg. Geogr. II. Leipzig 1924, p. 95.

Die Flussentwicklung verschiedener Juraflüsse und einzelner Strecken derselben ist in den folgenden Tabellen zahlenmässig dargestellt.

Plateaujura: Loue.

Teilstrecken	Luftlinie km	Tallänge km	Flusslänge km	Gefäll ‰	Lauf-	Tal-	Fluss-
					Entwicklung		
Quelle–Lods	5,9	7,4	7,6	16,1	1,02	1,25	1,27
Lods–Châtillon	22,7	27,4	30,8	3,9	1,12	1,20	1,34
Châtillon–Chenezey . . .	8,8	12,8	13,9	1,0	1,08	1,45	1,56
Chenezey–Champagne . .	16,4	26,9	29,8	1,2	1,10	1,64	1,80
Quelle-Champagne . . .	37,2	74,5	82,1	3,6	1,10	2,00	2,20

In der obigen Tabelle ergibt der Vergleich der entsprechenden Werte von Gefäll und Laufentwicklung seltsame Verhältnisse. Die relativ wenig gekrümmte Flusstrecke: Quelle-Lods ist sehr gefällsreich. Ruhiger, aber auch mit grösserer Laufentwicklung durchfliesst die Loue den folgenden Talabschnitt, wo sich der Fluss in die Oxfordmergel rasch eintiefen konnte. Nachfolgende Rutschungen jedoch und Stauwirkung der schwerer erodierbaren Doggerkalke in der unteren Talstrecke zwangen die Loue zur seitlichen Entwicklung. In zahlreichen Flusschlingen durchzieht sie den breiten Talboden der „Gliederzone". Flussabwärts wird die Bildung der freien Mäander mit der Eintiefung des Flusses aber mehr und mehr gehemmt. Die Flusswindungen senken sich langsam tiefer in die Talsohle ein und in der „Stammzone" kommen die in den Doggerhorizont eingesenkten Mäander in der Talentwicklung deutlich zum Ausdruck. Diese grosse Talenwicklung der Loue gegenüber ihrer geringen Laufentwicklung charakterisiert treffend den willkürlichen Verlauf des Louetales in der Plateaulandschaft. Aus dieser Erscheinung lässt sich auch die Folgerung ziehen, dass aus den heutigen tief eingesenkten Mäandertälern der jurassischen Plateaufläche wie jene der Loue, Lison, Doubs, Ain, Surand u. a. nicht die Flussentwicklung entnommen werden kann, welche diesen Flüssen schon auf der pliozänen, späterhin hochgehobenen Rumpffläche zu eigen war, denn durch die früher angeführten Verhältnisse erfuhr die eigentliche Laufentwicklung während der Eintiefung eine stetige Änderung, bei der sich trotzdem die allgemeine Flussrichtung erhalten konnte.

	Doubs (Plateaujura)	Luftlinie km	Tallänge km	Flusslänge km	Gefäll ‰	Lauf-	Tal-	Fluss- Entwicklung
Teilstrecken	Quelle–Doubs	27,1	36,5	38,4	3,1	1,05	1,34	1,40
	Doubs–St. Ursanne	78,8	104,0	106,8	3,5	1,01	1,48	1,49
	St. Ursanne-Bief	30,03	37,0	37,6	2,2	1,01	1,22	1,23
	Bief-Audincourt	18,3	24,6	25,6	1,0	1,04	1,34	1,39
	Audincourt-Abbans	84,0	115,1	126,8	0,8	1,09	1,36	1,48
	Quelle–Abbans	55,4	317,2	335,2	2,1	1,05	5,72	6,00
	Bienne (Rumpfkettenjura)							
Teilstrecken	Quelle–Morbier	9,1	9,7	9,9	48,9	1,02	1,06	1,08
	Morbier–St. Claude	20,0	23,0	24,5	10,8	1,06	1,15	1,21
	St. Claude-Mündung	18,2	27,6	30,4	3,0	1,10	1,51	1,66
	Quelle-Mündung	36,4	60,3	64,8	13,0	1,06	1,65	1,74
	Surand (Hügeljura)							
Teilstrecken	Quelle-Montfleur	18,2	19,3	28,3	6,2	1,15	1,06	1,21
	Montfleur-Villereversure	16,7	17,4	20,5	3,1	1,17	1,04	1,21
	Villereversure–Mündung	16,3	17,4	77,8	0,4	4,48	1,06	4,74
	Quelle–Mündung	49,0	54,1	120,6	1,9	2,22	1,10	2,44
	Valserine (Mittl. Hochkettenjura)							
Teilstrecken	Quelle–Mijoux	8,1	8,8	9,3	36,2	1,05	1,08	1,13
	Mijoux-Platière	11,1	11,2	11,8	15,5	1,05	1,00	1,05
	Platière–Châtillon	17,3	18,3	18,7	20,8	1,02	1,05	1,10
	Châtillon–Mündung	5,2	5,2	5,7	26,3	1,09	1,00	1,09
	Quelle–Mündung	35,4	43,5	45,5	23,2	1,04	1,22	1,26
	Schüss (Nordöstl. Hochkettenjura)							
Teilstrecken	Quelle–St. Imier	11,1	11,3	11,5	18,0	1,01	1,01	1,02
	St. Imier–Sonceboz	14,8	15,1	17,1	6,7	1,13	1,02	1,15
	Sonceboz–Reuchenette	5,7	5,9	6,8	7,3	1,15	1,03	1,18
	Reuchenette-Bözingen	4,3	4,7	4,9	30,6	1,04	1,09	1,13
	Quelle–Bözingen	31,1	37,0	40,3	18,9	1,08	1,18	1,27
	Ergolz (Basler- und Aargauer Tafeljura)							
Teilstrecken	Quelle-Rothenfluh (Säge)	6,6	7,5	9,0	47,6	1,20	1,13	1,35
	Rothenfluh-Liestal	12,4	13,1	14,0	9,5	1,06	1,05	1,21
	Liestal–Mündung	5,9	6,1	6,7	0,7	1,09	1,03	1,12
	Quelle–Mündung	22,1	26,7	29,7	1,8	1,11	1,20	1,33
	Allaine (Elsgauer Jura)							
Teilstrecken	Quelle-Porrentruy	10,8	11,1	11,9	11,1	1,07	1,02	1,09
	Porrentruy-Morvillars	16,2	23,1	26,0	3,6	1,12	1,42	1,58
	Morvillars–Mündung	12,2	16,5	19,1	1,0	1,15	1,35	1,55
	Quelle–Mündung	33,9	50,7	57,0	4,3	1,12	1,49	1,66

Im allgemeinen zeigt sich die Tatsache, dass die Laufentwicklung mit der Abnahme des Gefälles zunimmt, wenn auch teilweise die starke Mäandrierung der Flüsse infolge der Eintiefung den jetzigen Gefällsverhältnissen widerspricht. Eine besonders starke Gewundenheit zeigen die Flüsse in Gesteinszonen, die starken Rutschungen unterworfen sind und vor Talstrecken, in denen abgebrochene Felsmassen den Abfluss hemmen. (Beispiel: der Doubs bei Morteau, die Valouse bei Arinthod; vor Quertaleingängen, wie bei Sonceboz und Reuchenette, im Delsberger- und Laufenerbecken.) Die Flussentwicklung der Flüsse in der Hochkettenzone ist durchwegs eine geringe. Die Flüsse strömen in ihren Tälern annähernd gestreckt, d. h. sie schliessen sich eng der Talachse an. In den geraden tektonischen Muldenzügen erlangt die Talentwicklung keine Bedeutung. Besonders gross ist sie aber bei den willkürlich dahinfliessenden Tafel- und Plateauflüssen mit ihren bescheidenen Gefällsverhältnissen. Sie kennzeichnet das enge Cañontal, in dem die Tallinie scharf den Windungen des Flusses folgt, der Fluss selbst aber nur eine minimale Laufentwicklung innerhalb des Flusstales besitzt.

Die grossen Durchschnittswerte der Tal- (5,72) und Flussentwicklung (6,00) unterscheiden den Doubs von allen andern Flüssen. Diese Erscheinung erklärt sich aus dem eigenartigen Verlauf des Flusses, dessen einzelne Teilstrecken identisch sind mit früher selbständigen, später durch Anzapfung miteinander verbundenen Wasserläufen.

Die Verschiedenartigkeit der Entwässerung der Plateaulandschaften gegenüber der Hochkettenzone gibt sich auch im einzelnen Flussbild zu erkennen. Zahl, Richtung und Grösse der Zuflüsse wechselt beständig zu beiden Seiten des Hauptflusses (s. Karte mittlerer Flussabstände). Die Beziehung zwischen diesen Flusslängen und dem dazugehörigen Flussgebiet, auch graphisch darstellbar, kennzeichnet die eigenartigen Verhältnisse in den einzelnen Flussabschnitten[1]). Verschiedenheiten im Klima, der Vegetation und der Bodenbeschaffenheit vermögen die Anlage eines Flussystems oft stark zu verändern. Eine zahlenmässige Untersuchung dieser Beziehungen in unserem Gebiete unterblieb angesichts der Unzulänglichkeit, die Flussgebiete mit der Wasserscheide oder der geraden Verbindungsstrecke der Quellpunkte zu umgrenzen.

e) Die Erosionstätigkeit der Flüsse im Hochkettenjura.

In den vorhergehenden Ausführungen wurde festgestellt, dass die jurassische Entwässerung ganz bestimmten Gesetzen unterworfen ist, die in einem Erosionszyklus zur Auswirkung gelangen.

---

[1]) Gravelius, H., Flusskunde. Berlin 1914, p. 11.

Die einzelnen Entwicklungsstadien desselben bedingen die Verschiedenartigkeit des Gewässernetzes und im Zusammenhang damit die orographische Gliederung einer Landschaft. Die Zeit, in der ein solcher Zyklus abläuft, ist ungleich lang und von verschiedenen Faktoren abhängig. Vor allem bestimmen Dauer und Stärke der Krustenbewegung den Rhythmus des Einebnungsprozesses. Dessen zeitliche Abwicklung steht jedoch auch in einem bestimmten Abhängigkeitsverhältnis mit der Gesteinsbeschaffenheit und Schichtmächtigkeit; denn je grösser der Schichtkomplex eines durchlässigen Gesteines, um so länger dauert das Stadium der Verkarstung, welches im Vergleich zu jenem der Zerschneidung und Verwitterung schon ohnehin mehr Zeit beansprucht. Im Verlauf der letztgenannten Stadien wird aber wieder ein neuer Zyklus eingeleitet. Auf dem blossgelegten Kalksteinuntergrund eines älteren Schichtgliedes gelangt das Karstphänomen wieder zur Ausbildung und der Kreislauf beginnt von neuem, mit denselben Erscheinungen, in derselben Art.

Die Karsterscheinungen treten bei demselben Schichtgestein aber nicht überall in gleicher Weise und Stärke auf. Sind die steilen Böschungen der Bergflanken des Hochkettenjura für die Ausbildung der Karstformen wenig geeignet, so treten dagegen auf den Ebenheiten der gekappten Gewölbe und den breiten Gipfelflächen der Kofferfalten in der Kettenzone oft zahlreiche Dolinentrichter und kleinere Karrenfelder auf. Der bevorzugte Schauplatz des Karstphänomens sind jedoch wie schon erwähnt, die westlichen Hochflächen.

Der zyklische Abtragungsvorgang in den einzelnen Juralandschaften erfährt im Vergleich zum geologisch besonders geeigneten Plateaujura in der Hochkettenzone eine Modifizierung. Schon bei der Besprechung der Einwirkung der tektonischen Verhältnisse auf das jurassische Gewässernetz haben wir die Bedeutung der Schichtlagerung hervorgehoben, wobei das Streichen und Fallen der undurchlässigen Schichthorizonte den Wassern den Weg weist. Die Lagerung der durchlässigen Oberflächenschicht fällt für die Ablaufrichtung meistenteils ausser Betracht; die Wasser strömen vielmehr unverzüglich durch die unzähligen Risse und Spalten im Malmschichtmantel über der undurchlässigen Unterlage in die Tiefe, um an der tiefsten Ausflusstelle als Quelle wieder ans Tageslicht zu treten. Mit dieser unterirdischen Entwässerung kommt jedoch den Gewässern jede oberirdisch wirkende Erosionskraft abhanden, die verschiedenerorts aus der Überwindung eines in geringer horizontaler Entfernung mehr als 1000 m betragenden Höhenunterschiedes hervorgehen sollte. Nahezu die ganze Gefälls-

energie wird auf die Aushöhlung des durchlässigen Schichtmantels verwendet und die Zertalung des Gehänges durch Flankenriesel bleibt auf ein Minimum beschränkt. Zeigt sich beim Plateaujura, wie der Anschnitt des undurchlässigen Schichthorizontes einen Komplex von Erscheinungen nach sich zieht, die eine rasche Abtragung des Gebirges bewirken, so ist beim Hochkettenjura infolge der besonderen tektonischen Lagerung der Schichten eine Entblössung der leicht erosions- und verwitterungsfähigen inneren Mergelmassen nur selten möglich. Die Wasserläufe der Gipfelregion erreichen nur ab und zu die Talsohle. Je mehr sie mit ihrer Erosionskraft an der Ausarbeitung und Tieferlegung ihres Bettes beschäftigt sind, um so mehr sind sie in ihrer Existenz bedroht. Die den Malm- oder Doggerkalken aufliegende undurchlässige Schichtdecke wird entfernt, im Unterlauf des Flusses stärker und rascher als in den höheren Flussabschnitten, und in den oberflächlich blossgelegten Kalken versickert der Flusslauf; ein Prozess, der talaufwärts fortschreitend die Länge des Baches und dessen Erosionskraft reduziert und als Erscheinung die trockenen Flankenrisse an den jurassischen Berghängen zeitigt. Gelingt es einer Quelle infolge besonderer Umstände ihre Eintiefung als Randkerbe am Berghang zur ausgeprägten Nische oder Schlucht auszugestalten, die tiefer rück- und einwärtsgreift, so werden die weichen, wenig resistenzfähigen Mergelschichten freigelegt und damit der Abtragungsprozess in das Stadium der Zerschneidung und Verwitterung übergeleitet.

Über die Anlage und Entstehung der Klusen bestehen verschiedene Hypothesen, doch keiner kommt Allgemeingültigkeit zu, denn die Erklärungen, die für die eine Klus zutreffen, sind für eine andere völlig unpassend. Sah man früher in den Quertälern nichts anderes als bei der Krustenbewegung entstandene, aufgerissene Spalten, so setzte sich später die Ansicht durch, dass die Klusen reine Erosionsprodukte seien, die allerdings in verschiedener Art und Weise zustande gekommen seien. Die Erklärungsmöglichkeit der Überlauftäler, wonach die in der Talmulde angesammelten Gewässer über den niedrigsten Punkt der Umwallung abflossen und sich dabei in diese eintieften, hat wenig Wahrscheinlichkeit für sich, da die Seen nach dem heutigen Gebirgsbau zu schliessen, an anderen, tieferen Punkten der Umwallung leichter überfliessen konnten, als an den Stellen der heutigen Klusen. Viele Klusen sind wohl nichts anderes als durch Rückwärtserosion tief eingeschnittene Flankentäler, die schliesslich den Fluss der nächsten Mulde anzapften. In einem Fall kann das Rückwärtseinschneiden nur von einer Bergseite aus erfolgt sein, im andern mögen zwei

sich gegenüberbefindliche Flankenbäche gleichzeitig ihr Hintergehänge abgetragen und so gemeinsam an der Ausbildung des Quertales tätig gewesen sein. Für diese Art der Klusenbildung spricht die Tatsache, dass zahlreiche Durchbruchstäler an Depressionen der Schichtaxen innerhalb eines Gewölbezuges gebunden sind. Die beidseitig der Klus zuneigende, undurchlässige Schichtfläche führte die in durchlässigen Malm- oder Doggerkalken versickerten Wasser im Schichtstreichen zu jenem Schichtsattel hin. Damit fand ein Zusammenströmen grosser Wassermassen statt, die infolge ihrer gesteigerten Erosionskraft an dieser Stelle eine besonders starke Auflösung und Zerstörung des Gewölbeschichtmantels herbeiführen konnten. Dass die Quertalbildung sich an tektonisch schwache Stellen knüpft und von tektonischen Queranlagen begünstigt ist, haben wir früher schon betont. Für viele Klusen ist aber auch die Möglichkeit vorhanden, dass sie ihre Entstehung präexistenten Flussläufen verdanken, die älter als die Faltung, ihren ursprünglichen Weg in den aufsteigenden Ketten offenhalten konnten. Fest steht, dass die Klusen, welcher Art sie auch entstanden sein mögen, an der Umgestaltung des Flussnetzes einen bedeutenden Anteil haben, denn mit der Anzapfung der Flussläufe erfolgte nicht nur oft eine Richtungsumkehr derselben, sondern auch eine Änderung der Talentwicklung. Die Lage der Erosionsbasis wurde eine andere, die Gefällsverhältnisse änderten sich und die Ausbildung des regionalen Flussnetzes unterlag unmittelbar fremden Einflüssen.

In der Anlage des Gewässernetzes der Hochkettenzone macht sich noch eine weitere Erscheinung bemerkbar, d. i. die quantitative Verteilung der Wasserläufe an den beiden Berghängen ein und desselben Gebirgszuges[1]). Die Flankenriesel, die dem Gehänge folgend, senkrecht zum Streichen der Gebirgsketten talwärts fliessen, sind oft die natürlichen Abflusswege der Quellwässer der Iso- und Antiklinaltäler. Je stärker diese nun in die Gewölberücken eingetieft sind, um so grösser ist natürlicherweise die Wassermenge, die ihnen aus dem von den durchlässigen Kalkmassen der Gipfelregion gebildeten Reservoir zufliesst und um so mehr ist dadurch die Bildung und Erhaltung der auch unter dem Namen „Ruz" bekannten, das Gehänge zerfressenden Abdachungsflüsse ermöglicht, d. h. die Lage der Hochtäler am Gehänge beeinflusst unter sonst gleichen Umständen die Zahl der Wasserrisse. Ist nun bei einem normalen, aufrechten Gewölbe mit symmetrisch abfallenden Schenkeln die Ausbildung zweier Isoklinaltäler beidseitig dem Gewölbekern mit

[1]) Siehe S. 164 u. 178.

gleicher Höhenlage möglich, so erfährt diese Talbildung im Jura aber durch den Umstand, dass die Mehrzahl der Faltenzüge gegen NW überliegen und oft noch starke innere Deformationen erfahren haben, eine mannigfache Umformung. Es zeigt sich nämlich, dass zumeist auf jener Gehängeseite, nach welcher die Gebirgsfalte überneigt, das Iso- und Antiklinaltal tiefer liegt und der tektonisch verkürzte Malmschenkel in zahlreichen Fällen tiefer zurückgewittert ist. Als Beispiel sei auf die Lomont- und Weissensteinkette verwiesen, auf denen durch die Axentorsion die Lage der Täler und damit die Zahl der Flankenriesel am beidseitigen Gehänge stetig wechselt. Diese eigenartige Erscheinung ist als eine Folge der besonderen Lage der Erosionsbasis zu deuten. Die bei der Auffaltung erfolgte intensive mechanische Zertrümmerung der oft ausserordentlich verbogenen Scheitelregion bot der Abtragung, die übrigens während der Eiszeit in bedeutend grösserem Ausmass als heute an der Umformung des Gebirges wirksam sein musste, besonders günstige Angriffspunkte. Die kurzen, gefällsreichen Flüsse an der Stirnseite der überneigten Faltengewölbe vermochten den mächtigen Schichtpanzer an dieser Stelle verhältnismässig rasch zu durchbrechen. Daraus erklärt sich auch die oft schiefe Lage der Denudationsfläche bei überneigten und überkippten Gewölben. Die damit zusammenhängende, zuerst seitlich stattfindende Entblössung des Gebirgskernes hatte eine Vermehrung der Flankenriesel auf dieser Bergseite zur Folge, welche die Flussdichte begünstigend, sich auch auf der Karte mittlerer Flussabstände sehr deutlich abzeichnet.

Zusammenfassung.

Die im Flussgebiet der Loue festgestellten Zustände lassen erkennen, in welcher Weise sich das Flussnetz verändern und auf die Umgestaltung der Landschaftsformen in den jurassischen Plateaugebieten einwirken kann. Es ergab sich, dass die Schichtfolge durchlässiger und undurchlässiger Gesteine mit ihrer wechselnden Widerstandsfähigkeit eine zyklische Wiederkehr des Abtragungsvorganges hervorruft, wobei sich die einzelnen Stadien eines Erosionszyklusses durch die Verschiedenheit der wirkenden Kräfte und der von ihnen geschaffenen Oberflächenformen kennzeichnen. Der schon während der Faltung einsetzende Abtragungsprozess ist im Laufe der Zeiten in den Juralandschaften verschiedenartig zur Ausbildung und Wirksamkeit gelangt. Im NW des Jura, wo die Faltungsbewegung schon zur

Ruhe gekommen war, als sie im SO noch in abgeschwächtem Masse andauerte, waren die westlichen Randgebiete im Gegensatz zu den jugendlich frischen Formen des O schon lange der Abtragung und Einebnung unterworfen. Der Gebirgsabtrag fand besonders dort in grossem Masse statt, wo tektonische Störungen ausserordentlich günstige Angriffspunkte boten (Brandungszone, Zone du vignoble), und wo die Lage der Erosionsbasis, wie sie aus der Auffaltung des Juragebirges, das später eine nochmalige Hebung erfahren haben soll, und den umliegenden Tiefländern hervorging, die Umwandlung der Gebirgsoberfläche zum jetzigen Jurarelief durch die Erosion besonders begünstigte. Daraus resultiert die Verschiedenheit der randlichen Zertalung des Jura. Der Westrand ist von den Bresseflüsschen trotz ihrem geringen Gefälle (200—300 m) viel stärker zerfranst als die östliche Gebirgsflanke, wo die Berghänge mit ca. 1000 m Höhe steil in das schweizerische Mittelland abfallen und trotzdem aus dem früher erwähnten Umstand nur eine minimale Gliederung aufweisen. Der Abtragungszustand ist nicht allein nur die Folge einer verschieden langen Wirkungsdauer der zerstörenden Kräfte, d. h. der Altersverschiedenheit einzelner Teile des Jura[1]), sondern auch wesentlich abhängig von der Art und Leistung der tätigen Erosions- und Denudationskräfte.

Aus diesen Verhältnissen heraus findet nun auch die bei der Besprechung der Flussdichtekarte gewürdigte hydrographische Dreiteilung des jurassischen Gebirgsbogens ihre Erklärung. Im Ostteil des Jura bis zur Linie Miécourt–Biel ist das Stadium der Verkarstung auf sehr geringe Bezirke beschränkt, der Prozess der Zerschneidung gibt sich in einem reichen Gewässernetz kund. Die Mittelzone dagegen unterliegt gegenwärtig dem Zustand der Verkarstung, was in den spärlichen Flusslinien zum Ausdruck kommt. Die weite Entfernung der Flüsse der westlichen Plateauzone bis zum untern Denudationsniveau verringert die Leistungsfähigkeit der erodierenden Kräfte. Auch in der Hochkettenzone, in der die Mächtigkeit des durchlässigen Malmschichtmantels südwärts zunimmt (Aargau 140 m, Neuenburg 600 m, Reculet 980 m)[2]), der Faltenbau von seiner Kompliziertheit verliert, ist der Erosionsabtrag des fliessenden Wassers entsprechend gering. Die Trägerin des verhältnismässig reichen Flussnetzes im südlichen Teil des Juragebirges ist die teilweise noch mächtige Decke der diluvialen Ablagerungen; ihr Vorhandensein schützt

[1]) Nach Machaček, F., a. a. O., p. 62.
[2]) Heim, Alb., a. a. O., p. 606.

die Gewässer vor dem Einsickern. Diese aber schaffen unablässig an der Entfernung der Grundmoränenmassen und im gleichen Masse wie diese Abräumung vor sich geht, vermindert sich die Länge der oberirdischen Flussläufe[1]). Der Einfluss des durchlässigen Untergrundes macht sich mehr und mehr geltend und die Verkarstungsfläche gewinnt zusehends an Ausdehnung. Es ergibt sich daraus, dass das heutige Flussnetz im Südjura in grösstem Masse seine Existenz den eiszeitlichen Ablagerungen verdankt, die den Prozess der Verkarstung bisher aufzuhalten vermochten, dem aber das Gebiet langsam, doch unaufhaltsam entgegengeht.

In dieser Verschiedenheit der hydrographischen Verhältnisse in den drei Zonen des jurassischen Gebirgsbogens kennzeichnen sich somit im Grossen die einzelnen Stadien des Denudationsprozesses:

Der NO im Zustand intensivster Zerschneidung,
der Mittelteil im relativen Ruhezustand der Verkarstung und
der S im Stadiumswechsel von abklingender Zerschneidung zu beginnender Verkarstung.

D. Schlusswort.

Wir haben in der vorliegenden Arbeit versucht, bei der Durchwanderung der Juralandschaften der mannigfachen Art und den sonderbaren Vorgängen ihrer Entwässerung nachzugehen, sie gründlich zu erkennen und zu studieren. Dabei haben wir zunächst festgestellt, dass alle diese Vorgänge, trotz ihrer Kompliziertheit und Unregelmässigkeit von wenigen, aber ganz bestimmten Einflüssen abhängig sind.

Die verschiedene Dichte und Ausgestaltung des jurassischen Gewässernetzes ist bestimmt durch eine Gruppe von jeweils in den klimatischen, vegetativen, geologischen und orographischen Zuständen begründeter Faktoren, die wir einzeln zu zeichnen und auf ihren Einfluss zu prüfen suchten. Zeigte die Untersuchung, dass Klima und Vegetation in diesem Kalkgebirge in ihrer Wirkung auf die Flussdichte völlig hinter dem Einfluss der Bodenbeschaffenheit zurückbleiben, so erwiesen sich anderseits die tektonischen und orographischen Verhältnisse als die bestimmenden Faktoren für die Anlage und Entwicklung des jurassischen Gewässernetzes. Die Verteilung der Wasserfäden qualifiziert sich somit gleichsam als ein Abbild der Gesamtwirkung aller Faktoren, und

[1]) Martin, B., Le Jura méridional. Diss. Paris 1911.

die Verschiedenheit der Gewässerdichte erklärt sich aus der veränderten Wirkungsweise des Komplexes der beeinflussenden Kräfte, indem der eine oder andere der erwähnten Faktoren in seiner Wirkung zurücktritt oder gänzlich verschwindet. Jede Juralandschaft zeigt eine ausgeprägte Individualität hinsichtlich ihrer Entwässerung. Es tritt uns daraus nicht nur die Selbständigkeit und Unabhängigkeit der in jedem Gebiete herrschenden Einflüsse entgegen, sondern auch die Wirkung und Leistung des fliessenden Wassers, das, wie wir sahen, ja selbst stetig an der Umbildung des Gewässernetzes arbeitet, womit aber auch die Oberflächengestaltung und der landschaftliche Charakter der einzelnen Juragebiete eng verknüpft ist.

Die Flussdichte hat aber auch eine anthropogeographische Bedeutung[1]). Die Flüsse sind die natürlichen Lebensadern der Landschaft. Neben ihrer geringen Bedeutung im Jura als Verkehrs- und Handelswege, sind sie vor allem die Kraftspender der Industrie geworden. Ihr grösster Wert liegt aber in der Aufschliessung des jurassischen Gebirges, dessen Strukturlinien dem Verkehrsbedürfnis hemmend gegenüberstehen. Die grosse Durchgängigkeit des NO zusammen mit dem reichen Netzwerk der Wasserläufe ist wohl einer der Faktoren, die zu der dichten Besiedlung dieser Landschaft geführt haben. Weit ungünstiger stellen sich die Plateaugebiete des W daneben. Wohl bilden auch hier die wenigen Täler die Hauptzugangsstrassen in das Gebirgsinnere, aber in den tiefeingeschnittenen Flusstälern ist die Sohle zu schmal und deshalb für die Besiedlung, ja manchmal selbst für den Verkehr (Doubs) wenig geeignet. Die Dörfer liegen auf der hochgelegenen Plateaufläche, wo spärliche, aber geschätzte Quellen die Lage der Wohnstätten beeinflussten. Im S ist durch die tiefeingeschnittenen, dem Streichen der Ketten folgenden Flussrinnen die transversale Durchgängigkeit beschränkt, nur einige wenige Klusenzüge ermöglichen durch Bahn und Strasse die rasche Durchquerung der Gebirgsmasse.

So zergliedert das Gewässernetz nach seiner grösseren oder geringeren Dichte die Oberfläche des Landes und beherrscht bis zu einem gewissen Grade das menschliche Leben. Für den Naturfreund aber liegt sein grösster Wert in der Schaffung der landschaftlichen Reize. Das Wasser verleiht der Landschaft belebenden Ausdruck. Ob es als Quelle geheimnisvoll aus dunklem Felsloch hervorbricht, ob es eilig zwischen harten Felsblöcken talwärts

[1]) Masson, J. B., Die Siedlungen des Breuschtals (i. Els.). Diss. Freiburg i. Br. 1911, p. 80.

schäumt oder in tiefer Talschlucht still und verträumt zwischen malerischem Uferwald seinen Weg zieht, immer erzeugt es Bilder von romantischer Schönheit. Wo es fehlt, da umfängt den Wanderer in der stillen Ruhe dunkler Wälder und hellgrüner Weiden, aus denen die hellen Kalkfelsen wirkungsvoll sich abheben, jene ernste und sanfte Melancholie, wie sie dem Juragebirge zu eigen ist.

Literaturverzeichnis.

Amsler, Alfr. Tektonik des Staffelegg-Gebietes. Diss. Lausanne. 1915.
Amsler, Alfr. Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im östl. Jura. Ecl. geol. helv. XVI. 1920—22.
Angot, A. Sur le régime pluviométrique de l'Europe occidentale. Annales de Géogr. V. Paris. 1896.
Angot, A. Régime pluviométrique de la France. Ann. d. géogr. XXIX—XXX 1920—21.
Angot, A. Pluies en France (Annales du bureau central météorologique de France. Paris 1891—1910.
Annalen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt. Zürich. 1891—1910.
Bärtschi, Ernst. Das westschweizerische Mittelland. Denkschr. d. Schweiz. Nat. Ges. XLVII. Abh. 2. 1913.
Berner Alpenbahn-Gesellschaft. Schlussbericht an das schweiz. Post- u. Eisenbahndep. über den Bau der normalspurigen Hauptlinie Münster–Lengnau. Bern 1917.
Berthaud, H. Topologie & Atlas. Paris 1913.
Bertrand, M. Le Jurassique supérieure et ses niveaux coralliens entre Gray et St. Claude. Bull. Soc. Geol. de France. XI. 1882—83.
Birkhäuser, M. Geologie des Kettenjura der Umgebung von Undervelier. Diss. Basel 1925.
Blösch, Ed. Zur Tektonik des schweiz. Tafeljura. Diss. Zürich 1910.
Bodmer, Alb. Terrassen und Talstufen der Schweiz. Diss. Zürich 1880.
Böhm, Aug. Einteilung der Ostalpen. Geogr. Abh. I, 3. Wien 1876.
Böttcher, Mass für die Dichte der Eisenbahnnetze. Geogr. Zeitschr. VI. 1900.
Brändlin, E. Zur Geologie des nördl. Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. Verh. Nat. Ges. Basel XXII. 1911.
Braun, G. Zur Morphologie der Umgebung von Basel. Ebenda XXV. 1914.
Braun, G. Zur Morphologie der Umgebung von Basel II. Ebenda XXVIII. 1917.
Braun, G. Das Rheingebiet oberhalb Basel. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkde. 5, 6. Berlin 1919.
Braun, L. Geologische Beschr. von Blatt Frick 1 : 25000 im Aargauer Tafeljura. Verh. Nat. Ges. Basel XXXI. 1920.
Bretschneider-Grütter, H. Umrisse einer Wirtschafts- und Siedlungsgeographie des Berner Jura. Diss. Bern. 1914.
Brockmann-Jerosch, H. Die Vegetation der Schweiz. Beitr. z. geobot. Landesaufnahme 12. Zürich 1925.
Brückner, Ed. La morphologie du Plateau molassique et du Jura suisse. Archiv Genève XIV. 1902.
Brückner, Ed. Notice préliminaire sur la morphologie du Jura suisse et français. Archiv Sc. phys. et nat. XIV. 1902.

Buxtorf, A. Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besondern der Weissensteinkette. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. LXIII, 3. Berlin 1911.

Buxtorf, A. Das Längenprofil des schweiz.-franz. Doubs zwischen dem Lac des Brenets und Soubey. Ecl. geol. helv. XVI. 1920—22.

Buxtorf, A. Die mutmasslichen geol. Profile des neuen Hauenstein- und Grenchenbergtunnels im Schweizer Jura. Verh. Nat. Ges. Basel. XXIV. 1915.

Buxtorf, A. Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 41. Jahrg. Bern 1901.

Buxtorf, A. Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. Verh. Nat. Ges. Basel XXVII. 1916.

Buxtorf, A. Wasserversorgung der Ortschaften im Bezirk Pruntrut. 1915.

Buxtorf, A. Wasserversorgung der Ortschaften zwischen Delsberg, Saignelégier, Tavannes und Scheltenpass. 1915.

Buxtorf, A. u. *Künzli, E.* Geol. Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 51. Jahrg. Bern 1908.

Buxtorf, A. u. *Lehner, E.* Rheintalische Brüche in der Mont-Terrible-Kette und im Clos du Doubs. Ecl. geol. helv. XVI. 1920—22.

Buxtorf, A. Über alte Doubsläufe zwischen Biaufond und Soubey. Ebenda.

Chabot, G. Le Revermont. Annales de Géogr. XXII. 1913.

Chambard, C. La Montagne jurassique. Lons-le-Saunier. 1914.

Clerc, Ch. Le Jura. Paris 1888.

Cloos, H. Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tekt. Beziehungen. Diss. Freiburg i. Br. 1910.

Custer, M. Quellen und Klüfte im Grenchenbergtunnel. Schweiz. Bauztg. LXII. 1913.

Cvijić, Jov. Das Hochgebirge und die Cañontäler. Abh. Geogr. Ges. Wien, II, 6. 1900.

Cvijić, Jov. Das Karstphänomen. Geogr. Abh. V. 3. Wien 1893.

Cvijić, Jov. Die Karstpoljen. Abh. K. K. Geogr. Ges. Wien III, 2. 1901.

Cvijić, Jov. Types morphologiques des terrains calcaires. C. R. Ac. Sc. T. 180. Paris.

Davis, M. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Berlin 1912.

Delebecque, Andr. Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents. Bull. de la carte géol. de France. XIII. 90. 1901—02.

Delebecque, Andr. Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées du Doubs et de ses principaux affluents. Ebenda XVII. 115. 1905—06.

Delebecque Andr. Feuilles de St. Claude et Nantua. Ebenda. XVI. 105. 1904—05.

Delebecque, Andr. Les lacs français (avec Atlas). Paris 1898.

Delebecque, Andr. Sur les terrains glaciaires des feuilles Annecy, Chambéry et Nantua. Bull. de la carte géol. de France. XX. 126. 1909—10.

Delebecque, Andr. Sur les terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier. Ebenda. XIX. 122. 1908—09.

Delebecque, Andr. Terrains glaciaires du bassin de l'Ain. Ebenda 73. 1900.

Delhaes, W. u. *Gerth, H.* Geol. Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil und Önsingen. Geol. u. paläont. Abh. Hg. von E. Koken, XV, 1. Jena 1912.

Desor, E. Essai d'une classification des cavernes du Jura. Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchâtel 1871.
Desor, E. Les sources du Jura. R v. Suisse XXI. Neuchâtel 1858.
Douvillé, R. Remarque à propos du Rhin français pliocène. Compte-rendu Soc. Géol. de France. 1913.
Eidgenössisches hydrometrisches Bureau. Die Entwicklung der Hydrometrie in der Schweiz. Bern 1917.
Elber, R. Geologie der Raimeux- und der Velleratkette im Gebiete der Durchbruchstäler von Birs und Gabiare. Diss. Basel 1920.
Engler, Arn. Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. d. schweiz. Zentralanst. f. forstl. Versuchswesen, XII. Zürich 1919.
Fallex, M. et *Mairey, A.* La France et ses colonies au début du XXme siècle. Paris.
Feldner, E. Die Flussdichte und ihre Bedingtheit im Elbsandsteingebirge. Mitt. d. Ver. f. Erdkde. Leipzig. 1901—03.
Foerste A. The drainage of the Bernese Jura. Proceed. Boston Soc. Nat. 1892.
Forel, F. A. Quelques études sur les lacs de Joux. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. XXXIII. Lausanne 1897.
Fournier, E. Etude s. l. sources du Jura franc-comtois. Bull. de la carte géol. de France. XIII. 1889.
Fournier, E. Gouffres, Grottes du Departement du Doubs. Besançon 1919.
Fournier, E. Le Doubs et la Loue. Besançon 1913.
Fournier, E. Le percement du Mt. d'Or. Paris 1914.
Fournier, E. Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue. Annales de Géogr. IX. 1900.
Fournier, E. Nouvelles études sur la tectonique du jura franc-comtois. Bull. Soc. Géol. de France. Paris 1904.
Fournier, E. Nouvelles études tectoniques sur la Franche-Comté et sur la partie du jura bernois et neuchâtelois limitrophe de la vallée du Doubs. Bull. de la carte Géol. de France, XXIV. 1920.
Frei, Ernst, Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura. Diss. Bern 1925.
Früh J. Die Moore der Schweiz. Beitr. z. Geologie d. Schweiz. Geotechn. Serie III. 1904.
Gavazzi, Art. Die Seen des Karstes. Abh. K. K. geogr. Ges. Wien V. 2. 1904.
Gérard Cap. Compte-rendu d'excursions géologiques faites de 1906 à 1908 dans le jura franc-comtois. Besançon 1909.
Götzinger, G. Beitr. zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh. Leipzig 1907.
Grahmann, R. Der Jura der Pfirt im Ober-Elsass. Diss. Leipzig 1920.
Gravelius, H. Die Flussdichte in Bayern. Zeitschr. f. Gewässerkde. V, 3.
Gravelius, H. Flusskunde. Berlin. 1914.
Gravelius, H. Notiz über die Flussdichte. Geogr. Zeitschr. XIV. 1908.
Gravelius, H. Wald und Wasser. Zeitschr. f. Gewässerkde. VIII, 2.
Greppin, Ed. Erläuterungen zur geol. Karte des Blauenberges bei Basel. 1908.
Greppin, Ed. Über den Parallelismus der Malmschichten im Juragebirge. Verh. Nat. Ges. XII. Basel. 1900.
Greppin, Ed. Über interessante Lagerungsverhältnisse der Passwangkette. Ebenda. 1895.
Greppin, Ed. Zur Kenntnis des geol. Profiles am Hörnli bei Grenzach. Ebenda XVIII.

Greppin, J. B. Jura bernois et districts adjacents. Mat. p. l. carte géol. de la Suisse, VIII. Berne 1870.

Grund, Alfr. Die Karsthydrographie. Geogr. Abh. VII, 3.

Hassinger, H. Neue Gletscherspuren im Basler Jura und im Rheintal. Zeitschr. f. Gletscherkde. XI. 1920.

Heim, Alb. Geologie der Schweiz. I, II. Leipzig 1919 u. 1922.

Heim, Alb. Über die Gipfelflur der Alpen. Geol. Nachlese 27. Vierteljahresschr. Nat. Ges. Zürich. 1922.

Heim, Alb. Vermehrtes Licht in der Juraforschung. Verh. Schweiz. Nat. Ges. II. 1915.

Henkel, L. Berechnung der Dichte des Eisenbahnnetzes. Geogr. Zeitschr. VI. 1900.

Herbst, W. Ermittlung einer Beziehung zwischen der Niederschlagsmenge in einem Flussgebiete und der grösstmöglichen Abflussmenge in demselben. Diss. München. 1905.

Hettner, Alfr. Aus dem Schweizer Jura. Geogr. Zeitschr. XVIII. 1912.

Höfer v. Heimhalt, H. Grundwasser und Quellen. Braunschweig 1912.

Hoffer, H. Unterirdisch entwässerte Gebiete in den nördlichen Kalkalpen. Mitt. K. K. geogr. Ges. Wien IL. 1906 u. 1909.

v. Huene, F. Eine orographische Studie am Knie des Rheines. Geogr. Zeitschr. VII. 1901.

v. Huene, F. Geologische Beschreibung der Gegend von Liestal im Schweizer Tafeljura. Verh. Nat. Ges. Basel XII. 1900.

Hug, J. Die Grundwasservorkommnisse der Schweiz. Annalen der Schweiz. Landeshydrogr. 1918.

Hug, J. Ein Beitrag zur Abklärung der Beziehungen zwischen Waldbestand und Grundwasserbildung. Ecl. geol. helv. XVII. 1922.

Hummel, L. Die Tektonik des Elsgaues. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br. XX.

Jaccard, M. Note sur les changements du régime des sources dans le jura neuchâtelois. Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchâtel. XIII. 1882—83.

Jenny, W. Geologische Untersuchungen im Gebiete des Chasserals. Diss. Zürich 1924.

Jeanneret, Alph. Erläuterungen z. geol. Karte der Schweiz 1 : 100000, Bl. VIII. Bern 1913.

Imhof, E. Die Waldgrenze in der Schweiz. Gerland's Beitr. z. Geophysik, IV, Leipzig 1900.

Jenny, F. Das Birstal. Jahresber. d. Realsch. Basel 1897.

Jérémine, El. Les Bassins fermés des préalpes suisses. Diss. Lausanne 1911.

Keller, H. Die Abflusserscheinungen in Mitteleuropa. Geogr. Zeitschr. XII. 1906.

Keller, Fr. Geol. Beschreibung des Kettenjura zwischen Delsbergerbecken und Oberrheinischer Tiefebene. Diss. Basel. 1922.

Klüpfel, W. Über die Wasserverhältnisse im Lothringer Jura. Zeitschr. f prakt. Geol. 1916.

Kilian, Contribution à la connaissance de la Franche-Comté septentrionale. Annales de Géogr. IIII. 1894.

Krebs N. Offene Fragen der Karstkunde. Geogr. Zeitschr. XVI. 1910.

Künzli, E. Temperaturen und Wasserverhältnisse im Weissensteintunnel. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 51. Lfg. Bern 1908.

Lamairesse, M. Etudes hydrologiques sur les monts Jura (mit Atlas). Paris 1873.

de Lapparent, A. Leçons de géographie phys. Paris 1896.

de Lapparent, A. Traité de géologie. Paris. 1900.
Lehner, Ernst. Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweiz. Juragebirge. Diss. Basel 1920.
v. Liburnau, L. Wald, Klima und Wasser. München 1878.
Liez, Heinr. Die Verteilung der mittl. Höhe in der Schweiz. Diss. Bern 1903.
Machaček, F. Der Schweizer Jura. Ergänzungsh. Pet. Mitt. 150. Gotha 1905.
Magnin, Ant. Observations sur les sources intermittentes des Monts Jura. Mém. Soc. d'émulation du Doubs. VIII, 3. Besançon 1908.
de Margerie, Em. L'étude du profil en long des cours d'eau français. Annales de Géogr. XIX. 1910.
de Margerie, Em. Le Jura. Mém. p. servir à l'explication de la carte géol. détaillée de France. Paris 1922.
de Margerie, Em. La structure du Jura. Actes Soc. helv. Sc. Nat. Lausanne 1900.
Martel, A. Nouveau traité des eaux souterraines. Paris 1921.
Martin, B. Le Jura méridional. Diss. Paris 1911.
de Martonne, E. Les régions géogr. de la France. Paris.
de Martonne, E. Traité de géographie physique I, II. Paris 1909.
Mascart, E., Mémoires (Annales du Bureau central météorologique de France). Paris 1897.
Masson, J. B. Die Siedlungen des Breuschtals (i. Els.). Diss. Freib. i. Br. 1911.
Maurer, J., Billwiller u. *Hess.* Das Klima der Schweiz, I., II. Frauenfeld 1909.
Mühlberg, F. Bericht über die Exkursion d. Schweiz. geol. Ges. in das Gebiet der Verwerfungen, Überschiebungen und Überschiebungsklippen im Basler- und Solothurner Jura. Verh. Nat. Ges. Basel X, 1894.
Mühlberg, F. Der Boden von Aarau. Festschr. Aarau 1896.
Mühlberg, F. Erläuterungen zur geol. Karte des Hauensteingebietes (Waldenburg–Olten). Bern 1915.
Mühlberg, F. Erläuterungen zur geol. Karte der Umgebung von Aarau. Aarau 1908.
Mühlberg, F. Erläuterungen zur geol. Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmattales. Bern 1905.
Mühlberg, F. Quellenkarte des Kantons Aargau. Ber. Aarg. Nat. Ges. IX. 1901.
Müller, Alb. Geognostische Beobachtungen über das mittl. Baselbiet. Verh. Nat. Ges. Basel, I. 1852—57.
Müller, Alb. Über einige anormale Lagerungsverhältnisse im Basler Jura. Ebenda II. 1857—60.
Müller, Alb. Über die Wiesenbergkette im Basler Jura. Ebenda III. 1861—63.
Müller, Alb. Über die anormalen Lagerungsverhältnisse im westl. Basler Jura. Ebenda VI. 1873—78.
Müller, Alb. Vorlegung der geognostischen Karte des Kantons Basel und der angrenzenden Gebiete. Ebenda.
Müllerried, Fr. Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafeljuras. Diss. Heidelberg. 1921.
Neumann, L. Die Dichte des Flussnetzes im Schwarzwalde. Gerlands Beitr. z. Geophysik. IV. Leipzig 1900.
Niethammer, Th. Zur Theorie der isostatischen Reduktion der Schwerebeschleunigung. Verh. Nat. Ges. Basel, XXVIII. 1917.
Nolthenius Tutein. Etude géol. des environs de Vallorbe. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. XLVIII. Bern 1921.

Ogérien Frère. Histoire naturelle du Jura. 3 Bd. Lons-le-Saunier. 1865—67.
Ototzky, P. Zur Frage über die hydrogeol. Rolle der Wälder in Gebirgsgegenden. Zeitschr. f. Gewässerkde. VI, 3.
Parandier. Les Bassins fermés dans les monts Jura. Bull. Soc. Géol. de France. XI. 1882—83.
Passarge, S. Die Grundlagen der Landschaftskunde. III. Hamburg 1920.
Passarge, S. Physiologische Morphologie. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, XVI. 1912.
Passarge, S. Über die Abtragung durch Wasser, Temperaturgegensätze und Wind, ihren Verlauf und ihre Endformen. Geogr. Zeitschr. XVIII. Leipzig 1912.
Penck, Alb. Die Gipfelflur der Alpen. Sitzungsber. d. preuss. Akad. der Wissensch. XVII. 1919.
Penck, Alb. Morphologie der Erdoberfläche I, II. Stuttgart 1894.
Penck, Alb. Über das Karstphänomen. Verein z. Verbr. naturw. Kenntn. XLIV, 1. Wien 1904.
Penck, Alb. u. *Brückner, Ed.* Die Alpen im Eiszeitalter, II. Leipzig 1909.
Perko, G. Die Tropfstein- und Wasserhöhlen in Istrien. Mitt. K. K. Geogr. Ges. Wien LII 1909.
Philippson, Alfr. Studien über Wasserscheiden. Mitt. Ver. f. Erdkde. Leipzig 1885.
Philippson, Alfr. Grundzüge der allgemeinen Geographie, II. Leipzig 1924.
Puls, E. Vergl. Untersuchungen über Flussdichte. Diss. Hamburg. 1910.
Ramann, E. Bodenkunde. Berlin 1905.
Rasehorn, Fr. Die Flussdichte im Harze und in seinem nördl. Vorlande. Zeitschr. f. Gewässerkde. XI, 1.
Ratzel, Fr. Über Karrenfelder im Jura und Verwandtes. Kl. Schriften II.
Renaud-Comte, J. B. Etude systématique des vallées d'érosion, dans le département du Doubs. Mém. Soc. d'Emulation du Doubs. II, 1846.
Renevier, E u. *Schardt, H.* Notice explicative de la Feuille XVI, 1 : 100000. Bern 1899.
Résal, H. Statistique géologique, minéralogique et minéralurgique des Départements de la vallée de la Loue. Besançon 1864.
Ritter, G. Formation de quelques sources du Jura neuchâtelois. Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchâtel. XVII. 1888—89.
Ritter, G. Les sources du Val de St. Imier. Ebenda.
Roché, E. Compte-rendu des excursions faites dans le Jura en 1910 avec *E. Fournier.* Besançon. 1913.
Rohrbach, C. Über mittlere Grenzabstände. Pet. Mitt. XXXVI. 1890.
Rollier, L. Coup. d'œil sur les formes et les relations orographiques. Neuchâtel. 1896.
Rollier, L. Jura. Geogr. Lexikon d. Schweiz. II, 1904.
Rollier, L. Sur les Grottes du Jura bernois. Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchâtel. XVIII. 1889—90.
Rollier, L. Deuxième supplément à la description géol. de la partie jurassienne de la Feuille VII. Mat. p. l. carte géol. de la Suisse. VIII. Berne 1898.
Sauerbier, H. Die Flussdichte im Gebiet der oberen und mittleren Saale. Diss. Jena 1918.
v. Sawicki, L. Ein Beitrag zum geogr. Zyklus im Karst. Geogr. Zeitschr. XV. 1909.
Schard, E. Die Juranagelfluh. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 52. Jahrg. Bern 1908.

Schäfer, W. Die Flussdichte zwischen Teutoburgerwald und Wiehengebirge. Diss. Dresden. 1908.

Schardt, H. Etudes géol. sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura. Lausanne 1891.

Schardt, H. Excursion géol. dans le Jura méridional. 1894.

Schardt, H. Géologie et de hydrologie du tunnel du Mt. d'Or, entre Vallorbe et Longevilles. Ecl. géol. helv. XIIII.

Schardt, H. Geol. u. hydrolog. Beobachtungen über den Mt. d'Or-Tunnel und dessen anschliessende Gebiete. Schweiz. Bauztg. LXX, 23—26. Zürich 1917.

Schardt, H. Le cours souterrain de la Ronde. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat. XXXVII. 1911.

Schardt, H. Le lac des Brenets et la baisse du Doubs en 1906. Ebenda.

Schardt, H. Les cours d'eau pliocéniques et les accidents transverseaux de la chaîne du Jura. Ecl. geol. helv. XVI. 1920—22.

Schardt, H. Neue Gesichtspunkte der Geologie. Mitt. Nat. Ges. Winterthur 1911—12.

Schardt, H. Note sur l'origine des sources vaucl. de la Doux et de la Noraique. Bull. Soc. belge géol. XIX. 1905.

Schardt, H. Sur l'origine du lac des Brenets. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat. XXXI. 1902—03.

Schardt, H. Über Färbungsversuche mit Fluoresceïn an unterirdischen Wassern. Ecl. geol. helv. XI.

Schardt, H. Wasserverhältnisse des Mont d'Or-Tunnels. Ebenda. XIV.

Schardt H. u. *Dubois A.* Description géol. de la région des Gorges de l'Areuse. Ebenda. VII. 1903.

Scheu, Erw. Die Entstehung von Trockentälern. Festb. f. A. Penck. Stuttgart 1918.

Schimper, A. Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage. Jena 1908.

Schlee, P. Zur Morphologie des Berner Jura. Hamburg 1913.

Schmid, Jos. Klima, Boden und Baumgestalt im beregneten Mittelgebirge. Freiburg i. Br. 1925.

Schmidt, C. u. *Koby, F.* Geol. Gutachten über das Projekt einer Tiefbohrung auf Steinkohle in der Gegend von Pruntrut. Basel 1917.

Schmidt, Everh. Die Siedlungen des nordschweiz. Jura. Diss. Freiburg i. Br. 1909.

Schuh, Fr. Geol. Beschreibung der Gegend von Saignelégier und les Pommerats, mit einem Anhang zur allgemeinen Juratektonik. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LXVI. Berlin 1914.

Siegfried, J. Der schweizerische Jura. Zürich 1851.

Siegfried, J. Die Berg- und Flussgebiete der Schweiz. Brugg 1869.

Spöttle, Jos. Jahrb. d. k. bayr. Hydrotechn. Bureau. München. III. 1901.

Sprecher, Chr. Beitrag zur Kenntnis der Querstörung Mollens–Vallorbe–Pontarlier. Diss. Bern 1917.

Stähelin, P. Geologie der Juraketten bei Welschenrohr. Diss. Basel 1924.

Steinmann, G. Bemerkungen über die tekt. Beziehungen der oberrhein. Tiefebene zu dem nordschweiz. Kettenjura. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br. VI. 1892.

Suerken, Jak. Die Flussdichte im nördl. Teile des Münsterschen Beckens. Dresden. 1909.

Suter, H. Geol. Untersuchungen in der Umgebung von les Convers. Diss. Zürich 1920.

Suter, R. Geologie der Umgebung von Maisprach. Verh. Nat. Ges. Basel XXVI. 1915.

Tobler, Aug. Der Jura im Südosten der oberrhein. Tiefebene. Verh. Nat. Ges. Basel XI. 1896.

Ule, W. Die Aufgabe der Forschung an Flüssen. Abh. K. K. Geogr. Ges. Wien 1902.

Ule, W. Die Gewässerkunde im letzten Jahrzehnt. Geogr. Zeitschr. VI, 1900.

Van Wingen, Nik. Beitr. zur Geologie und Hydrologie des Geissberges bei Villigen (Aargau). Diss. Zürich 1923.

Veröffentlichungen d. Abtg. f. Wasserwirtschaft. Die Längenprofile. III. Bern 1916.

Veröffentlichungen d. Abtg. f. Wasserwirtschaft. Tabellarische Zusammenstellung der Hauptergebnisse d. Schweiz. hydrometr. Beobachtungen.

Veröffentlichungen d. Abtg. f. Wasserwirtschaft. Graphische Darstellungen d. schweiz. hydrometr. Beobachtungen. Bern 1891—1920. (Beide seit 1917 zusammengefasst im Hydrograph. Jahrbuch d. Schweiz.)

Vosseler, P. Morphologie d. Aargauer Tafeljura. Diss. Basel 1918.

Waagen, Luk. Grundwasser im Karst. Mitt. K. K. geogr. Ges. Wien 5. 1911.

Warming, E. Oecology of plants. Oxford. 1909.

Wiedenmayer, C. Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A. Diss. Basel 1923.

Wiesmann, E. Der Bau des Hauenstein-Basistunnels Basel–Olten. Denkschr. v. J. Berger, Tiefb. A.-G. Berlin 1917.

Woeikof, Alex. Der Einfluss einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. Geogr. Abh. III, 3. Wien 1889.

Wolff, N. Die Flussdichte im Gebiete der Ahr, Erft und Roer. Diss. Bonn 1912.

Karten.

A. Topographische Karten.

I. Schweiz.

1. Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfriedatlas) 1 : 25000.

Blatt: 1, 2, 3, 4, 5, 5 bis, 5ter, 6, 6 bis, 7, 8, 9, 10, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 38, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124, 126, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 154, 162, 163, 164, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 290, 291, 292, 293, 297, 297 bis, 298, 299, 300, 301, 302, 303, 308, 309, 310, 430, 431, 431 bis, 432, 433, 434, 436, 441, 442, 443, 444, 446, 449, 449 bis, 450, 450 bis.

2. Dufourkarte 1 : 100000.

Blatt: II, III, IV, VII, VIII, XI, XII, XVI, XXI.

3. Carte des Bassins fermés du Jura suisse 1 : 100000. I, II. Von Ch. J. Guillarmod.

II. Frankreich.

1. Carte topographique au 1 : 50000.
Feuille: Delle.
2. Carte de la France, dite de l'Etat-Major, au 1 : 80000 et son amplification au 1 : 50000.
Feuille: 113, 114, 115, 126, 127, 138, 139, 149, 150, 160, 160 bis, 169, 169 bis, 178.
3. Carte de France au 1 : 200000.
Feuille: 35, 36, 42, 42 bis, 48, 54.

III. Baden.

1. Badische topographische Karte 1 : 25000. Blatt: 155, 156, 167.

B. Geologische Karten.

I. Schweiz.

1. Geol. Karte von Basel (Gempenplateau und unt. Birstal) 1 : 250000 von A. Gutzwiller und E. Greppin 1915.
2. Geol. Karte des Blauenberges südlich Basel 1 : 25000 von E. Greppin 1908.
3. Geol. Karte von Kaiseraugst 1 : 25000 von K. Strübin: (Handschriftl. Exemplar im Min.-Geol. Anstalt der Univ. Basel).
4. Geol. Karte des Hauensteingebietes 1 : 25000 von F. Mühlberg 1914.
5. Geol. Karte des untern Aare-, Reuss- und Limmattales 1 : 25000 von F. Mühlberg 1904.
6. Übersichtskarte der Böden des Aargaus 1 : 100000 von Alfr. Amsler 1925.
7. Quellenkarte 1 : 25000 von F. Mühlberg. Überdruck Brugg.
8. Geol. Karte der Schweiz 1 : 100000.
Blatt II (Belfort–Basel)
„ III (Liestal–Schaffhausen)
„ VI (Besançon–le Locle)
„ VII (Pruntrut–Solothurn)
„ VIII (Aarau–Luzern)
„ XI (Pontarlier–Yverdon)
„ XII (Freiburg–Bern)
„ XVI (Genf–Lausanne)
9. Geotekt. Skizze der nordwestlichen Schweiz 1 : 250000 von F. Mühlberg 1894.
10. Geol. Karte der Schweiz 1 : 500000. Hrsg. von d. geol. Kommission der Schweiz. Nat. Ges. Bern 1912.

II. Frankreich.

1. Carte géologique détaillée de France au 1 : 80000.
Feuille: 113, 114, 115, 126, 127, 138, 139, 149, 150, 160, 160 bis, 178.
2. Carte structurale du Jura au 1 : 400000 de Margerie E. et de la Noë. 1905.
3. Carte géologique de France au 1 : 500000.
Feuille: IX. (N–E, N–O, S–O), de L. Cayez et C. Vasseur.
4. Carte du terrain erratique et des anciens glaciers de la partie moyenne du bassin du Rhône au 1 : 320000 de A. Falsan et E. Chantre 1878.

C. Übersichtskarten.

1. Generalkarte der Schweiz 1 : 250000 Blatt I und III.
2. Übersichtskarte der Schweiz 1 : 1000000.
3. Regenkarte der Schweiz 1 : 200000 von J. Maurer.
4. Regenkarte der Schweiz 1 : 200000. Von Brockmann - Jerosch. Zürich 1924.
5. Karte der diluvialen Gletscher der Schweizer-Alpen 1 : 1000000 von R. Frei.

Manuskript eingegangen am 1. September 1925.

Curriculum vitae.

Am 26. Mai 1896 wurde ich, Emil Rudolf Fluck von Basel, als Sohn des Zollbeamten Friedrich Fluck † und der Hermine geb. Lehmann in Basel geboren. Meine Schulzeit schloss ich 1915 mit der Maturitätsprüfung an der Oberen Realschule in Basel ab. Ich bezog hierauf die Universität. Während ich zunächst neben meinen Vorstudien die Fachkurse für Primarlehrer besuchte, die ich 1917 mit dem Zeugnis der Wählbarkeit als Lehrer der Primarschulstufe verliess, wurde meine folgende Studienzeit vielfach unterbrochen durch Grenzdienst und Vikariate an Basler- und auswärtigen Schulen.

Ich genoss den Unterricht folgender Hochschullehrer:

Prof. O. Braun †, Hagenbach, Hassinger, Hecke, Joël, Mohrmann, Spiess, Veillon, Zickendraht und Dr. Flatt.

Im Sommersemester 1921 begann ich die vorliegende Arbeit. Die Anregung dazu verdanke ich meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. H. Hassinger in Basel. Derselbe ist mir auch bei der Ausarbeitung vielfach mit Rat und Wegleitung beigestanden und hat mich überhaupt in mannigfacher Weise gefördert. Dafür und für das auch sonst mir bewiesene Wohlwollen sei ihm hier der herzlichste Dank ausgesprochen.

Zu grossem Dank bin ich ferner verpflichtet den Herren Professoren A. Buxtorf, Th. Niethammer und C. Schmidt † für die Freundlichkeit, mit der sie mir ihre Bibliotheken zur Verfügung stellten. Herrn Prof. Niethammer und Prof. H. Brockmann in Zürich verdanke ich auch verschiedene Angaben über die meteorologischen Verhältnisse, während Herr Prof. Buxtorf mir bei der Behandlung der geologischen Fragen mannigfache Ratschläge erteilte.

Basel, im Mai 1923.

Fig. 1.

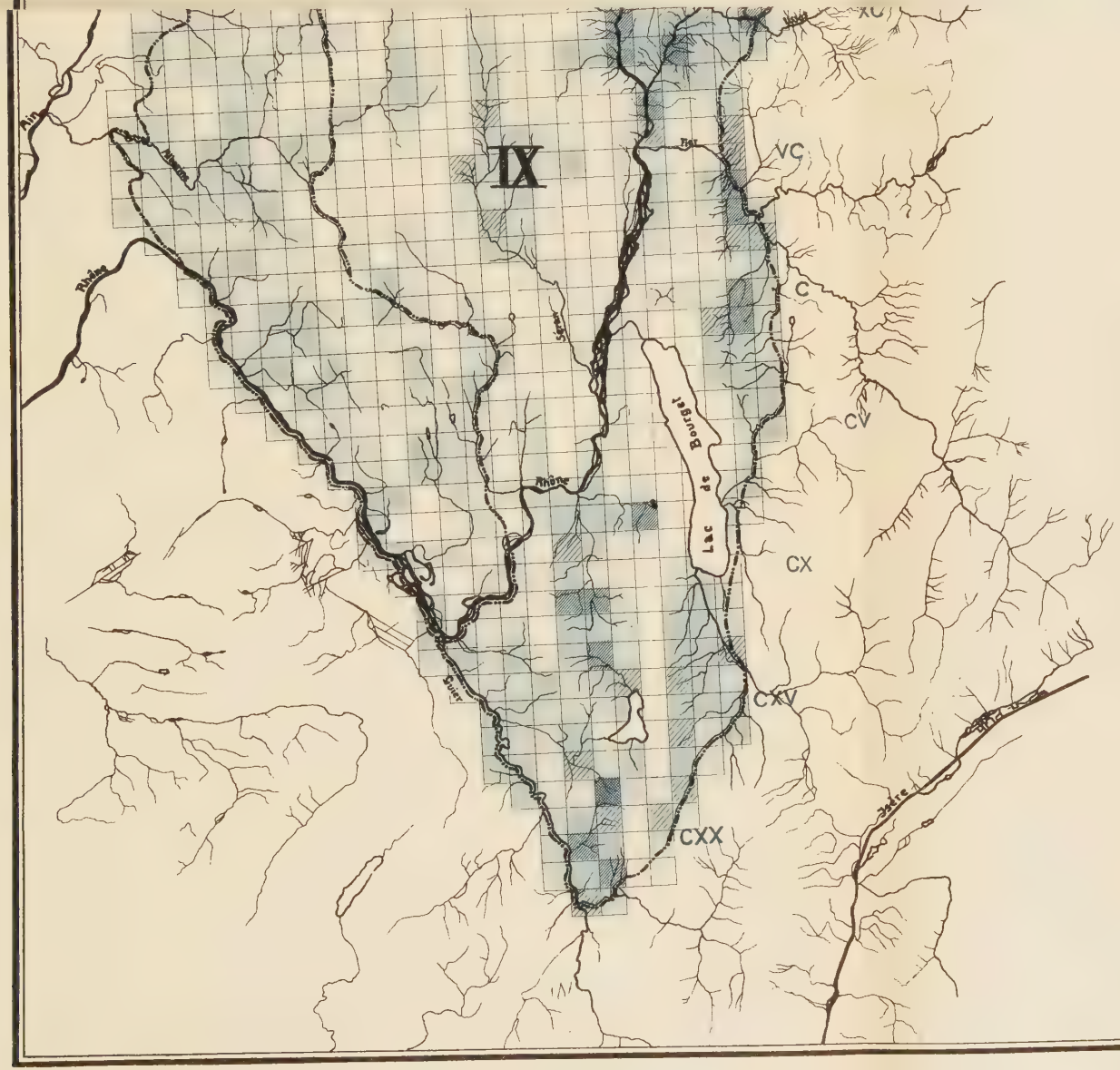
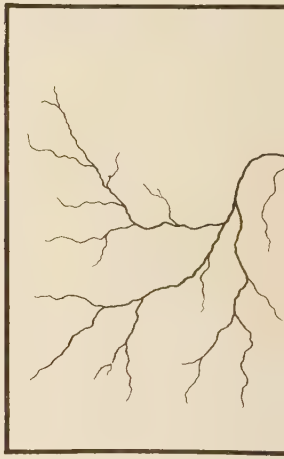


Fig. 1.



1. Typus.

IIJL									0,00	0,54	0,59	0,59	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00